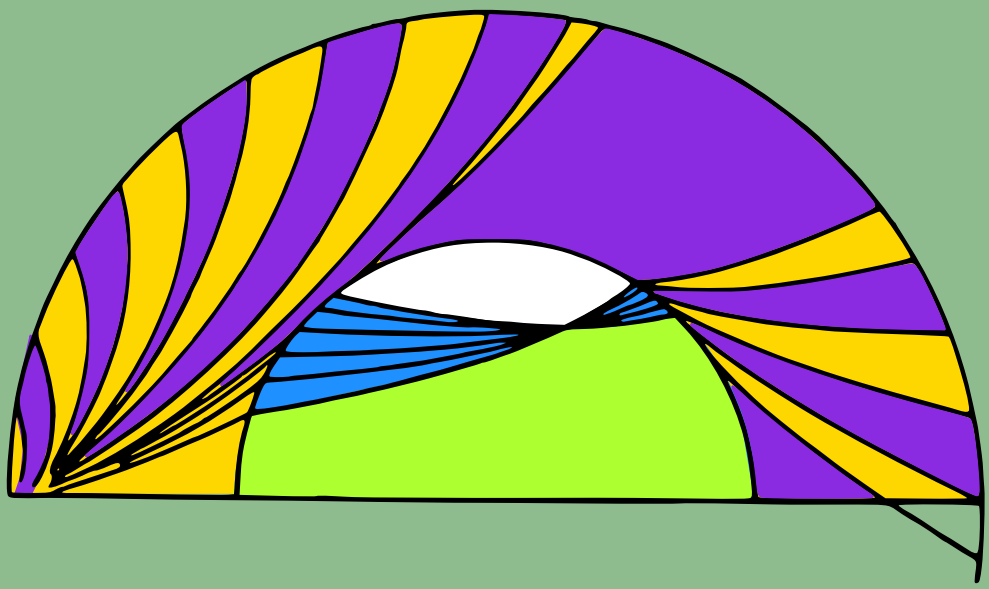
G. Gorshkov, A. Yakoushkova

GÉOLOGIE GÉNÉRALE



Éditions Mir Moscou

Г. П. ГОРШКОВ,
А. Ф. ЯКУШОВА

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

G. GORCHKOV ET A. YAKOUCHOVA

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

ÉDITIONS MIR
MOSCOU 1967

CDU 551.1/4 (075.8)=40

Traduit du russe par
Valentin Polonski

Copyright by les Editions Mir
U.R.S.S. 1967

PREMIÈRE PARTIE

Problèmes généraux

Définitions et divisions de la géologie

La *géologie* (du grec γη — terre, λόγος — parole, doctrine) est la science qui a pour objet l'étude de la composition, de la structure et de l'évolution de la Terre, ainsi que des processus s'y déroulant, au sein de ses enveloppes gazeuse, liquide et rocheuse. Le globe terrestre possède plusieurs enveloppes.

L'*atmosphère* (du grec ατμός — vapeur et σφαιρα — sphère) est une enveloppe dense constituée en grande partie d'azote et d'oxygène, ainsi que d'une faible quantité de vapeur d'eau, d'anhydride carbonique et de certains gaz nobles, surtout d'argon.

L'*hydrosphère* (du grec νδως — eau) est l'enveloppe liquide qui comprend toutes les eaux naturelles (océans, mers, lacs et cours d'eau) couvrant plus de 70 % de la surface terrestre et les eaux souterraines remplissant les roches.

La *lithosphère* (du grec λιθος — pierre) est l'enveloppe rocheuse qui constitue la croûte extérieure solide de la Terre. La lithosphère est composée de roches telles le granite, le basalte, le grès ou le calcaire. Les roches sont des corps complexes formés de *minéraux*, corps plus simples quant à leur composition chimique et à leur structure physique. Parmi les minéraux citons le quartz, le feldspath et le mica qui entrent dans la composition du granite, ou bien le calcite qui est le constituant de base du calcaire et du marbre. Les minéraux à leur tour sont composés de différents éléments chimiques. Ce sont « des corps naturels aux propriétés physiques et chimiques bien déterminées qui ont été élaborés au sein de l'écorce terrestre sous l'action de phénomènes physiques et chimiques sans l'intervention de l'homme » (N. Smolianinov).

La *biosphère* (du grec βιός — vie) est l'enveloppe dans laquelle s'est développée la vie organique. Cette enveloppe comprend l'atmosphère, l'hydrosphère et la partie supérieure de la lithosphère où elle joue un rôle notable dans les diverses transformations et modifications dont les parties superficielles de la Terre sont le siège. Les organismes vivants désagrègent et transforment les roches et les minéraux déjà formés et contribuent ainsi à la production de combinaisons et de minéraux nouveaux; d'autre part, ils fournissent des matériaux

dont l'accumulation donne les roches organiques comme les calcaires, la gaize, la craie, la houille, etc.

L'interpénétration et l'interaction de toutes ces enveloppes règlent en grande partie la marche des phénomènes complexes qui se déroulent à la surface de la Terre.

La lithosphère est l'objet d'étude principal de la géologie. Pour comprendre son arrangement, le déroulement des processus dont elle est le siège et l'histoire de son évolution il faut étudier ses différents aspects. Aussi divise-t-on la géologie en plusieurs branches particulières, dont

1) celles qui sont consacrées à l'étude des substances constituant la Terre (réunies sous le terme de «géochimie»);

2) celles qui s'intéressent aux processus se déroulant au sein de la Terre (géologie dynamique);

3) celles qui traitent de l'évolution du globe terrestre (géologie historique);

4) celles qui sont consacrées aux applications pratiques des ressources du sous-sol (géologie appliquée).

La cristallographie, la minéralogie, la pétrographie, la lithologie et la géochimie proprement dite sont des sciences qu'on assimile ordinairement à la *géochimie* au sens large de l'expression.

La *cristallographie* (du grec κρύσταλλος — cristal) est la science des cristaux, de leur forme extérieure et de leur structure interne. Les minéraux sont pour la plupart des corps cristallins ; c'est pourquoi il est très important d'étudier leur forme et les lois qui président à leur élaboration.

La *minéralogie* étudie les minéraux. Ce sont des corps naturels chimiquement homogènes; leur composition chimique et les propriétés physiques sont déterminées par divers processus géologiques se déroulant dans la Terre. On distingue actuellement plus de 2 000 minéraux. La minéralogie s'intéresse à la composition chimique des minéraux, à leur structure, leurs propriétés physiques, leurs conditions de gisement, leurs rapports mutuels et leur genèse.

La *pétrographie* (du grec πέτρα — pierre) a pour objet l'étude des roches. Les roches sont constituées de différents minéraux. La pétrographie étudie la composition minéralogique et chimique des roches, leurs propriétés, les rapports qui existent entre les diverses roches, les modifications qu'elles subissent, leur genèse, ainsi que les lois de leur formation et de leur distribution.

La *géochimie* étudie les éléments chimiques qui constituent le globe terrestre, leur distribution et leur migration. C'est une science de synthèse par rapport à la minéralogie et à la pétrographie, car les minéraux et les roches ne constituent qu'une étape dans la vie des éléments chimiques. La géochimie s'intéresse aux atomes, la minéralogie, aux assemblages d'atomes (minéraux) et la pétrographie, aux assemblages de minéraux (roches).

La *géologie dynamique* est la science des phénomènes qui se déroulent dans la lithosphère et à sa surface. Suivant la nature de l'énergie on distingue une *dynamique interne* et une *dynamique externe*.

Les processus internes conditionnent les mouvements de l'écorce terrestre, les tremblements de terre et les éruptions volcaniques. La partie correspondante de la géologie dynamique se subdivise respectivement en *tectonique* (du grec τεκτων — charpentier), science qui étudie la disposition des roches, les mouvements de l'écorce terrestre et les déformations qu'ils provoquent. L'étude des *magmas* se consacre à leur composition et aux phénomènes dont ils sont le siège. La *vulcanologie*, science des volcans, en fait partie. La *séismologie* (du grec σεισμα — choc) est la science qui étudie les tremblements de terre. De nos jours, la séismologie physique est devenue une science mathématique, alors que la séismogéologie proprement dite est restée du ressort de la géologie dynamique. L'*étude des métamorphismes* (du grec μετα — succession, μορφη — forme) permet d'établir les changements que subissent les roches dans les couches profondes de la Terre sous l'action des températures et des pressions élevées.

Il faut rattacher à la géodynamique les recherches sur la *constitution interne du globe*, sur la composition, les propriétés physiques et la structure interne de ses différentes enveloppes et de son noyau.

Les phénomènes déclenchés par les facteurs externes dépendent étroitement de la vie et de l'évolution des mers, des cours d'eau, des eaux souterraines, etc. Ils sont surtout associés à l'activité de l'atmosphère et de l'hydrosphère et leur action sur la lithosphère. C'est l'énergie solaire qui est, en définitive, à l'origine de tous les phénomènes de la géodynamique externe. Cette partie de la géologie dynamique se subdivise en :

étude des processus d'altération sur place, c'est-à-dire des modifications des roches à la surface terrestre sous l'action des agents physiques, chimiques et organiques :

hydrologie,

potamologie, étude de l'action géologique des *eaux courantes superficielles*,

hydrogéologie, qui étudie l'action des eaux souterraines *sur les roches*,

océanographie qui s'occupe de l'action géologique des *océans* et des *mers*,

glaciologie et *cryologie* qui étudient l'action géologique de la glace,

étude de l'action *éolienne* sur les roches,

limnologie, science des marais et des lacs.

La *géologie historique* étudie l'histoire de l'évolution de l'écorce terrestre et de la vie organique. Elle se divise à son tour en plusieurs branches :

la *stratigraphie*, étude des roches et de leur succession au cours des âges ;

l'étude du *faciès*, c'est-à-dire des propriétés des roches sédimentaires et des conditions de leur genèse ;

la *paléontologie* qui s'occupe des organismes fossiles animaux et végétaux ;

la *paléogéographie* qui étudie les milieux physiographiques du passé ;

la *géologie historique* proprement dite est surtout consacrée aux lois régissant l'évolution de l'écorce terrestre et à la succession des événements dont la Terre a été le siège.

On appelle *géologie appliquée* l'ensemble des sciences dont l'objet est l'étude du sous-sol en vue des avantages pratiques qu'on peut en retirer. Elle est constituée de deux branches principales dont l'une étudie les minéraux utiles et l'autre, les conditions techniques de la construction de bâtiments et d'autres ouvrages d'art, etc.

Avant de découvrir un gisement il faut entreprendre des *travaux de recherche*, puis procéder à la reconnaissance du gîte ; ces deux activités constituent l'objet de la *prospection géologique*. L'étude des *minéraux utiles* est poursuivie dans trois directions selon la nature du gisement : gisement *métallique*, *minerais non métallifères* et *combustibles minéraux*.

La *géologie technique* a pour tâche d'établir les propriétés des terrains et de déterminer les conditions de construction, dans un milieu géologique donné, de bâtiments, routes, ponts, barrages, canaux, etc.

L'activité pratique de l'homme et la nécessité d'utiliser les ressources naturelles ont d'abord engendré, puis stimulé les connaissances géologiques.

Dans le présent cours on étudiera principalement la branche de la géologie qui s'appelle *géologie dynamique*.

CHAPITRE PREMIER

Forme et dimension de la Terre

La question de la *forme* et des *dimensions* de la Terre a de tous temps préoccupé les hommes, car il s'agit du corps céleste sur lequel ils ont toujours vécu et continuent à vivre et travailler aujourd'hui. La vérité est apparue lentement, progressivement, à la suite d'une longue lutte contre toutes sortes de superstitions, y compris les préjugés religieux. De nos jours, on est pleinement autorisé à dire qu'en première approximation la Terre est sphérique et qu'extérieurement elle s'identifie à toutes les planètes du système solaire. Il s'avère que toutes les déductions, même tirées de la solution des problèmes les plus astucieux, qui tiennent compte des données actuelles sur la forme et les dimensions de la Terre sont justes ; aucun doute n'est donc plus permis sur ce point.

Dans ce chapitre il serait opportun de donner une réponse sommaire à deux questions relatives au problème de la forme de la Terre :

1) quels sont les *procédés* qui permettent d'établir sa forme et ses dimensions,

2) quels sont les *résultats* numériques obtenus par ces procédés.

En posant la première question, il faut supposer connue la réponse à une autre question : quelle forme pouvait avoir la Terre dans la période initiale de son évolution, au moment où elle est devenue planète, c'est-à-dire un corps céleste isolé faisant partie du système solaire ? Il faut admettre ensuite que cette forme n'a pas changé sensiblement depuis.

Ainsi, faut-il répondre à la question : *quelle forme* a dû prendre la Terre en étant soit à l'état fluide et visqueux, soit à l'état plastique et en tournant sur son axe à une vitesse angulaire constante ? Il faut aussi ajouter que toutes les particules de la masse terrestre (indépendamment de leur état liquide ou solide) s'attiraient suivant la loi de la gravitation universelle de Newton. Ainsi, chaque particule en rotation était soumise à l'action de deux forces : celle de l'*attraction réciproque des particules* et celle de la *force centrifuge*, ces deux forces étant en principe opposées. En définitive, chaque particule subissait l'action de la résultante de ces forces. Cette résultante porte le nom de *pesanteur*.

Quelle forme avait donc la Terre en révolution alors que chacun de ses points était soumis à la pesanteur? Isaac Newton (1643-1727) a établi le premier que, dans ces conditions, la Terre a dû adopter la forme d'un *sphéroïde* (*ellipsoïde de révolution*) aplati aux pôles.

Par la suite les géodésistes, les géophysiciens et les astronomes se sont beaucoup attachés à cette question et l'ont résolue avec une grande précision. Ce problème de la forme du globe terrestre est en rapport avec un grand nombre de problèmes d'astrophysique et notamment celui des figures d'équilibre des liquides en rotation qui a été examiné en détail par l'éminent mathématicien russe A. Liapounov.

Imaginons une masse fluide dont les particules ne sont soumises qu'à la force d'attraction réciproque (suivant la loi de Newton) et qui tourne sur son axe en engendrant une force centrifuge. On peut établir alors quelles seront les formes qu'adoptera la masse considérée suivant la vitesse de rotation. Plus elle est grande, plus le corps s'aplatit aux pôles.

Si la vitesse angulaire $\omega = 0$, c'est-à-dire si le corps n'est pas en rotation, il prend la forme d'une sphère.

Quand on observe l'inégalité

$$0{,}1871 < K\frac{\omega^2}{2\pi\rho} < 0{,}2247,$$

où K est la constante de l'attraction terrestre (égale à $6{,}67 \cdot 10^{-8}$ CGS) et ρ la densité, il n'y a de figures stables que celles qui correspondent à la notion d'un ellipsoïde de révolution ; il ne peut y avoir que deux ellipsoïdes de ce genre.

Enfin, lorsque

$$K\frac{\omega^2}{2\pi\rho} > 0{,}2247$$

il n'y a pas de figures d'équilibre et le corps céleste se dispersera dans l'espace par suite d'une trop grande force centrifuge.

Les calculs basés sur ces formules montrent que la forme de la Terre est très proche de la figure d'équilibre idéale obtenue avec les rapports existant réellement entre la vitesse angulaire ω de la Terre et la densité ρ. Si l'on voulait rompre les liens qui à l'équateur rattachent les objets à la Terre, il faut que la force centrifuge, orientée dans le sens opposé au centre, devienne égale à celle d'attraction, orientée vers le centre; pour y parvenir, on devrait faire tourner la Terre 16 fois plus vite qu'elle ne le fait actuellement (un tour en 1 h 25 mn).

En partant de considérations théoriques, V. Magnitski a calculé quel devrait être l'aplatissement (α_0), si la Terre se trouvait dans des conditions d'équilibre hydrostatique. Il a trouvé $\alpha_0 = 1 : 297{,}6$, c'est-à-dire le chiffre qui correspond (compte tenu des erreurs admissibles) à celui obtenu pour α par des mesures d'arcs de méridiens.

Cela signifie qu'effectivement la Terre se trouve à l'état d'équilibre hydrostatique; les dimensions des montagnes et des autres dénivellations et irrégularités dans la répartition des masses sont des grandeurs relativement si faibles, qu'elles sortent des limites de la précision des calculs.

Ainsi, du point de vue géométrique la Terre peut être assimilée à un ellipsoïde de révolution ou à un sphéroïde engendré par deux forces agissant à l'intérieur de ce corps, l'attraction et la force centrifuge; à la surface du globe leur action commune produit la pesanteur.

Sur la fig. 1 *NOS* est *l'axe de rotation du sphéroïde*; le cercle *WABECDW*, l'*équateur*; l'arc *NKBS*, le *méridien* du point *K* de la surface terrestre; l'angle *KLB* formé par la normale *KM* à la surface du sphéroïde et le plan de l'équateur est la latitude φ du point *K*. Les latitudes sont comptées de 0 à 90°, de l'équateur au pôle Nord pour les latitudes *boréales* et de l'équateur au pôle Sud pour les latitudes *australes*.

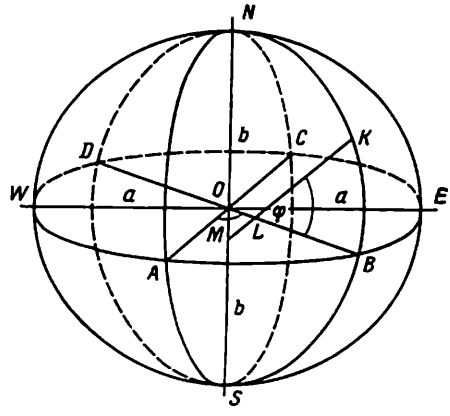


Fig. 1. Ellipsoïde de révolution: *a* — demi-axe équatorial; *b* — demi-axe polaire

Si *NAS* est pris pour *méridien d'origine*, l'angle dièdre *NAS* — *NBS* défini par l'arc *AB* de l'équateur sera la *longitude* λ du point *K*. Les longitudes sont *occidentales* ou *orientales* suivant que le point *K* se trouve à l'Ouest ou à l'Est du premier méridien.

La latitude φ et la longitude λ sont les *coordonnées géodésiques* du point *K*. On a convenu de prendre pour premier méridien ou méridien d'origine celui qui passe par Greenwich (banlieue de Londres).

La droite *WOE* égale à 2*a* qui passe par le centre *O* de la Terre s'appelle l'*axe équatorial* du sphéroïde terrestre. La droite *NOS* = = 2*b* est son *axe polaire*. Les grandeurs $a = \frac{WOE}{2}$ et $b = \frac{NOS}{2}$ sont les demi-axes équatorial et polaire. Les grandeurs *a* et *b* sont les *éléments du sphéroïde terrestre*. Si on les connaît, on peut établir la forme et la dimension de ce dernier, ainsi que sa surface et son volume.

En effet, la forme extérieure de l'ellipsoïde de révolution, c'est-à-dire la position sur sa surface d'un point quelconque aux coordonnées *x*, *y*, *z*, peut être définie par l'équation :

$$\frac{x^2+y^2}{a^2}+\frac{z^2}{b^2}=1.$$

Si $a = b$, on a une sphère; quand $a > b$, la forme obtenue ne sera pas une sphère et elle en différera d'autant plus que l'aplatissement dans le sens de l'axe polaire sera plus grand. La grandeur $\alpha = \frac{a-b}{a}$ est une caractéristique de la forme du sphéroïde terrestre, c'est l'*aplatissement* du sphéroïde.

Ainsi, en connaissant a et b ou a et α, c'est-à-dire les rayons équatorial et polaire ou le rayon équatorial a et l'aplatissement α, on peut établir la forme et les dimensions de la Terre. Dans ce but, on recourt à deux procédés principaux:

1) La *méthode géométrique* ou *géodésique* qui permet de trouver a et b ou bien a et α d'après la longueur des arcs méridiens ou des parallèles. La formule donnant ces arcs comporte les grandeurs a et b, la latitude ou la longitude des extrémités de l'arc mesuré et certains coefficients numériques. Donc, si l'on connaît la mesure de différents arcs ainsi que les coordonnées géodésiques de leurs extrémités, on peut obtenir les équations nécessaires et calculer facilement les grandeurs recherchées.

2) La méthode *dynamique* (ou physique), fondée sur la connaissance de la répartition sur la Terre de l'intensité de la pesanteur. Pour l'appliquer, il faut mesurer la pesanteur en de nombreux points de la surface du globe. On parvient ainsi à obtenir par des calculs assez simples la grandeur de l'aplatissement α.

La forme de la Terre peut être aussi déterminée par d'autres procédés.

Les savants qui se sont attachés dans le passé et s'attachent de nos jours à résoudre ce problème sont nombreux dans divers pays. En U.R.S.S., on a utilisé jusqu'en 1946 les grandeurs a et b établies en 1841 par le savant allemand F. Bessel en partant de la mesure de l'arc de méridien de 1° : $a = 6\,377\,397$ m; $b = 6\,356\,079$ m;

$$\alpha = \frac{a-b}{a} = \frac{1}{299{,}2}.$$

Rappelons que les calculs d'Isaac Newton donnaient pour l'aplatissement $\alpha = 1 : 231$.

Si l'on connaît les grandeurs a et b, la méthode géodésique permet de résoudre le problème inverse, celui du calcul, par exemple, de la longueur du quart de méridien qui va de l'équateur au pôle. En utilisant les grandeurs de Bessel, on trouve que cette longueur est de 10 000 856 m.

En 1910, le savant américain J. F. Hayford a proposé des valeurs quelque peu différentes: $a = 6\,378\,388$ m; $b = 6\,356\,912$ m; $\alpha = 1 : 297$. En 1924, au Congrès de l'Union géodésique internationale les caractéristiques de Hayford furent adoptées comme grandeurs internationales.

Peu après, on procéda aussi en U.R.S.S. à l'examen des renseignements nouvellement acquis. Un savant de Moscou, F. Krassovski,

publia en 1936 des chiffres nouveaux relatifs aux dimensions de l'ellipsoïde terrestre. Ce travail fut poursuivi par A. Izotov (Centre de recherche géodésique. de photographie aérienne et de cartographie). Le sphéroïde de F. Krassovski est caractérisé par les grandeurs suivantes: $a = 6\,378\,245$ m; $b = 6\,356\,863$ m; $\alpha = 1 : 298{,}3$.

Le Conseil des ministres a décidé en 1946 qu'en U.R.S.S. ils seraient obligatoires pour les travaux géodésiques, topographiques, cartographiques, etc.

En examinant les grandeurs a et b on voit que le rayon polaire est plus court que celui de l'équateur d'environ 21 km. Cet aplatissement est dû à la rotation de la Terre sur son axe; il est très petit.

Pour un globe scolaire ordinaire, la différence entre les diamètres équatorial et polaire n'est que de 0,5 mm, c'est-à-dire qu'elle est pratiquement imperceptible.

Si l'on connaît a et b, on peut calculer la surface et le volume de la Terre. Sa surface est égale à environ 510 millions de km^2, alors que son volume est d'environ $1 \cdot 10^{12}$ km^3. La longueur du méridien est de 40 008,6 km, celle de l'équateur, de 40 075,7 km, celle de l'arc de 1° à la latitude $\varphi = 45°$, de 111 109,713 m.

Les déductions et les calculs cités partent de l'idée que la Terre est un sphéroïde (ou un ellipsoïde à deux axes). Ce n'est qu'une première approximation; en fait, la surface terrestre est beaucoup plus compliquée que la surface régulière d'un sphéroïde théorique. C'est pourquoi, en voulant préciser davantage la forme de la Terre, on est obligé de définir cette figure comme la forme d'un corps dont l'aspect et les dimensions se rapprochent le plus de la planète réelle. Ce corps a reçu le nom de *géoïde*. Il est limité par une surface imaginaire définie par la direction de la pesanteur qui lui est toujours perpendiculaire.

L'intensité de la pesanteur (c'est-à-dire l'accélération d'un corps due à l'action de l'attraction terrestre, compte tenu de la force centrifuge) varie (quoique très peu) selon la région considérée. Ces écarts ont pour cause une force centrifuge différente, ainsi que des irrégularités dans la répartition des masses dans les parties supérieures de la Terre. Si la distribution des roches suivait rigoureusement la pesanteur (c'est-à-dire si ces roches se comportaient comme un corps fluide), la surface terrestre serait partout perpendiculaire à la direction de la pesanteur et correspondrait à ce qu'on appelle une surface de niveau; dans ce cas, le sphéroïde coïnciderait avec le géoïde. Les dénivellations (dues aux montagnes, cuvettes océaniques, etc.) font que la surface de niveau, c'est-à-dire celle du géoïde, s'écarte quelque peu de celle du sphéroïde. Le géoïde correspond mieux que le sphéroïde à la forme réelle de la Terre avec tous ses reliefs et dépressions. Vu l'insignifiance du relief de toutes les terres émergées par rapport aux dimensions de la planète, on peut de plein droit identifier sa figure réelle très compliquée avec celle de la surface des océans

prolongée par la pensée sous les continents. C'est ainsi qu'on obtient le géoïde. Pour établir sa forme, on calcule la distance entre quelques points de la surface océanique et les points correspondants de la surface du sphéroïde terrestre dont les éléments ont été adoptés. La surface que les distances trouvées permettent de construire est justement celle que l'on cherche. Ce problème ne peut être résolu jusqu'à présent que dans ses grandes lignes. De nombreux calculs ont montré que les écarts maximaux entre les points correspondants du sphéroïde et du géoïde ne dépassaient pas 150 m et que par endroits la surface du sphéroïde passait sous celle du géoïde, alors que dans d'autres c'était l'inverse.

L'étude de la figure de la Terre a également montré que les hémisphères Sud et Nord sont asymétriques par rapport à l'équateur; ce fait a été prouvé pour la première fois par A. Ivanov, puis confirmé par I. Jongolovitch et par le géodésien S. Toropine. Ce dernier a obtenu une différence des demi-petits axes (rayons polaires) $b_n - b_s = 242$ m; en d'autres termes, le pôle Sud est plus près de l'équateur que le pôle Nord.

En conclusion indiquons que ces dernières années on a établi que la *vitesse de rotation de la Terre* sur son axe n'était pas uniforme. Sa vitesse angulaire varie suivant trois modes:

1) les variations séculaires (ralentissement),
2) les fluctuations ou variations irrégulières et
3) les variations saisonnières.

Le ralentissement *séculaire* est généralement expliqué par l'influence des marées lunaires et solaires. N. Pariiski a démontré qu'il existe aussi une accélération séculaire de grandeur inférieure à la variation précédente ($\Delta\omega : \omega = +1{,}4 \cdot 10^{-8}$) qui s'explique probablement par la modification de la distribution des masses au sein de la Terre.

Les *fluctuations*, variations irrégulières, se suivent avec des intervalles de 10 à 30 ans et plus; leur grandeur est en valeur numérique de l'ordre de $4{,}0 \cdot 10^{-8}$ (en 1898, 1920, etc.). Elles ne peuvent également pas être expliquées par les phénomènes qui se déroulent à la surface de la Terre ou dans l'espace cosmique. Il suffit de signaler que pour les provoquer, il faudrait que plus d'un million de météorites d'un million de tonnes chacune tombent sur la surface terrestre suivant une tangente au grand cercle de l'équateur ou qu'un haut plateau de l'ordre du Tibet soit réduit jusqu'au niveau de la mer. Donc, il faut supposer que, dans ce cas-là aussi, la cause du phénomène doit être recherchée dans les profondeurs de la Terre. Pour obtenir l'effet observé, il suffit que dans une couche de 180 m d'épaisseur seulement se trouvant à 80 km de la surface la densité change de 0.1 g/cm^3 par suite d'une cristallisation ou d'autres phénomènes.

Enfin, les variations *saisonnières* dont la période dure un an ou six mois sont déterminées par une rotation de la Terre plus rapide en août qu'au printemps: l'écart entre la durée du jour

en août et en mars est d'environ 0,0025 s (ce qui correspond à $\Delta\omega : \omega = 2{,}9 \cdot 10^{-8}$). La cause de ces modifications réside probablement dans les variations saisonnières de la circulation atmosphérique (d'après N. Pariiski).

Dans l'ensemble les variations indiquées ont augmenté la durée du jour depuis l'ère Archéozoïque, c'est-à-dire en $2 \cdot 10^9$ ans de 4 heures environ.

L'étude de l'irrégularité de la rotation de la Terre a une importance capitale; elle concerne d'une part l'astronomie (problème de la mesure du temps) et, d'autre part, la géologie.

CHAPITRE 2

L'âge de la Terre

Jusqu'à présent on se servait souvent en géologie de la notion d'*âge relatif* des roches, mais ces deux ou trois dernières décennies on est parvenu également à aborder la question de la détermination de la *durée absolue* des temps géologiques. Il faut croire que les méthodes qui permettent d'établir l'âge absolu des roches viendront au premier plan bien que dans la pratique la chronologie géologique relative soit assez commode et gardera longtemps son importance.

§ 1. Chronologie géologique relative

La tâche consiste à diviser suivant leur âge respectif toute la série des formations sédimentaires ou des complexes de roches éruptives qui leur sont associées et à déterminer ainsi la *succession* des événements en dressant une *chronologie géologique*. L'étude et la description des couches ou strates, des conditions de leur formation, de leur succession, des animaux et des plantes qu'elles ont fossilisées font l'objet de la *stratigraphie*.

Il est assez simple d'établir l'âge relatif des roches pour un lieu donné. Par exemple, si une rive escarpée met à nu des calcaires recouverts par des argiles qui reposent elles-mêmes sous des sables, il est évident que les calcaires sont plus anciens que les argiles, et que celles-ci sont antérieures aux sables. Dans ce cas, il importe de déterminer l'ordre d'accumulation et les conditions de la formation des sédiments. La méthode qui permet d'établir l'âge des roches en étudiant les couches et leurs rapports mutuels, ainsi que la succession des événements dans le temps, s'appelle méthode *stratigraphique*.

On peut aussi confronter les roches et établir leur âge relatif en partant de leur *composition*. Pourtant, cette méthode n'est valable que pour de petits secteurs (pour des points proches les uns des autres) et devient peu sûre si la distance entre les coupes du terrain est grande. Plusieurs roches dont la composition est la même peuvent être d'âge différent; d'autre part, des couches du même âge peuvent être de nature différente (argiles en un lieu, calcaires en un autre), fait qui témoigne des conditions de formation différentes.

C'est pourquoi l'âge relatif des roches est établi le plus sûrement par la méthode *paléontologique*.

Les roches sédimentaires qui composent la partie supérieure de l'écorce terrestre renferment souvent des restes de divers organismes qui ont vécu à des époques géologiques révolues, se sont pétrifiés avec le temps et ont été fossilisés durant la sédimentation. Les parties résistantes des organismes (coquilles, carapaces, os) sont les mieux conservées. Les parties du corps moins consistantes sont ordinairement détruites et ne laissent pas de traces, tandis que les cellules du squelette sont remplacées partiellement ou complètement par des substances minérales, surtout par de calcite ou de silice. Les conditions créées dans les bassins marins favorisent le mieux la fossilisation des organismes, alors que dans les dépôts continentaux on trouve surtout des restes de végétaux et de rares accumulations d'os d'animaux terrestres.

L'étude détaillée de la flore et de la faune fossiles permet de déterminer les voies suivies par le monde organique dans son évolution depuis un passé lointain jusqu'à l'époque actuelle. On peut comparer les restes de végétaux et d'animaux dans diverses roches et d'établir ainsi leur âge relatif.

Au cours de l'histoire géologique, le monde organique s'est transformé considérablement depuis des organismes primitifs fossilisés dans les couches les plus anciennes de l'écorce terrestre jusqu'aux animaux et aux plantes d'une organisation évoluée qui datent des dépôts récents. Chaque complexe de roches fournit des fossiles appartenant à des classes, familles, genres et espèces différents. Leur importance pour l'établissement de l'âge relatif des roches varie selon les cas. Certaines espèces d'animaux se sont perpétuées à travers des millions d'années sans changements appréciables et leur présence peut être décelée dans les couches de roches de tous les âges. D'autres ont eu une vie éphémère. Certains genres et espèces se sont succédés rapidement sur des espaces assez vastes. Ce sont justement ces organismes appelés *fossiles caractéristiques* qui sont décisifs quand il s'agit d'établir l'âge relatif des roches. A chaque complexe de roches du même âge correspond un groupe de fossiles caractéristiques qui se distinguent par les traits suivants:

1) extension limitée dans le sens vertical conditionnée par des modifications fréquentes et une faible durée des espèces;

2) extension sur des aires importantes;

3) profusion des individus rendant leur présence dans les roches très fréquente;

4) bonne conservation qui permet de les déceler facilement.

Sur la base des données sur les fossiles, la composition et la succession des couches de roches établies par de nombreuses coupes de l'écorce terrestre on peut dresser un *tableau stratigraphique* unique où tous les dépôts sont indiquées dans un ordre bien déterminé. Une échelle des temps géologiques a été établie d'après ce tableau,

présentant les époques de l'histoire de la Terre. Dans cette chronologie, les sédiments de la partie superficielle connue de l'écorce terrestre sont répartis en cinq groupes (les plus grandes séries) auxquels correspondent quant à la durée les grandes ères :

Sédiments (série)	Temps géologiques (ère)
Caïnozoïque	Caïnozoïque (ère de la vie récente)
Mésozoïque	Mésozoïque (ère de la vie moyenne)
Paléozoïque	Paléozoïque (ère de la vie ancienne)
Protérozoïque (Algonkien)	Protérozoïque (ère de la vie très ancienne)
Archéozoïque	Archéozoïque (ère de la vie primitive)

Les groupes (ou séries) se divisent à leur tour en systèmes, ces derniers en sous-systèmes (ou groupes) et ceux-ci en étages ; quant à la durée, chaque système correspond à une période, chaque sous-système à une époque et chaque étage à un âge (voir tableau 1).

Voici l'histoire de cette synthèse. En 1822, O. d'Halloy a défini le Crétacé, alors qu'au même moment W. Conybeare et W. Phillips délimitaient le Carbonifère. Quelques années plus tard, I. Desnoyers a dégagé l'Anthropogène (Quaternaire) et A. Brogniart, le Jurassique. En 1833, Ch. Lyell a déterminé le Tertiaire (qu'on divise aujourd'hui en systèmes Paléogène et Néogène) et une année plus tard F. Albert, le Trias. En 1835, R. Murchison a donné le nom de Silurien aux couches qu'il a étudiées, alors qu'en 1836 A. Sedgwick a défini le Cambrien. En 1839, ces deux derniers auteurs ont déterminé le Dévonien et dans les années 1840, G. Helmersen et R. Murchison le Permien.

Le terme d'ère « Paléozoïque » a été proposé par Sedgwick en 1838 et ceux d'ères « Mésozoïque » et « Caïnozoïque », par Phillips en 1840. La plupart des systèmes doivent leurs noms aux localités où ils ont été pour la première fois décelés et décrits ou bien à la composition de leurs dépôts. Ainsi, par exemple, le terme de Cambrien provient de la dénomination ancienne du Pays de Galles en Angleterre, le Silurien, de l'ancienne tribu celtique des Silures, le Dévonien, du nom du comté de Devonshire en Angleterre. Le Carbonifère est ainsi nommé parce que des gisements de houille y sont renfermés ; la dénomination du Permien provient de l'ancien gouvernement de Perm où les sédiments de ce système sont très étendus. Le Trias porte ce nom parce que ses sédiments en Europe se subdivisent distinctement en trois groupes ; le Jurassique tire son nom du système de montagnes du Jura ; le Crétacé se distingue par des sédiments épais de craie blanche. Les subdivisions des sédiments du groupe Caïnozoïque reflètent l'évolution du monde organique. Les dépôts du Paléogène contiennent des vertébrés qui ont complètement disparus. alors que

Tableau 1

Chronologie géologique

Eres (groupes)		Périodes (systèmes)		Epoques (sous-systèmes)		Biosphère		Durée en millions d'années
Dénomination	Désignation	Dénomination	Désignation	Dénomination	Désignation			
Caïnozoïque	Cz	Quaternaire Anthropogène	(Q) (Ap)	Epoque récente	Ap_4	Extension des Angiospermes	Au début, apparition de l'Homme. Développement de la flore et de la faune actuelles. Apogée des Mammifères, des Oiseaux, des Poissons, des Insectes	1
				Anthropogène supérieur	Ap_3			
				Anthropogène moyen	Ap_2			
				Anthropogène inférieur	Ap_1			
		Néogène [1]	N	Pliocène	N_2		Apogée des Angiospermes. Apparition et développement des Mammifères proches des formes actuelles. Développement du Singe Homoïde. Parmi les Invertébrés: Gastéropodes et Lamellibranches (Mollusques à coquille bivalve)	25
				Miocène	N_1			
		Paléogène [1]	Pg	Oligocène	Pg_3		Apogée des Primaires. Invertébrés: Foraminifères, Nummulites, Gastéropodes et Lamellibranches	45
				Eocène	Pg_2			
				Paléocène	Pg_1			
Mésozoïque	Mz	Crétacé	Cr	Crétacé supérieur	Cr_2	Apogée des reptiles. Apparition des Angiospermes. Dans la deuxième moitié extinction des Reptiles, des Ammonites et de presque tous les Bélemnites		70
				Crétacé inférieur	Cr_1			
		Jurassique	J	Jurassique supérieur (Malm)	J_3	Extension des Ammonites et des Bélemnites Développement des Cycadées, des Conifères, des Ginkgoacées	Règne des Reptiles sur la terre, dans les eaux et dans l'air Apparition des Oiseaux	45
				Jurassique moyen (Dogger)	J_2			
				Jurassique inférieur (Lias)	J_1			
		Trias	T	Néotrias	T_3		Apparition des Mammifères	40
				Mésotrias	T_2			
				Eotrias	T_1			
Paléozoïque	Pz	Permien	P	Néopermien	P_2	Apparition et développement des Conifères et des Cycadées pendant que la flore du Carbonifère diminue. Evolution des Reptiles. Invertébrés: extension des Ammonoïdes (Cératites), des Brachiopodes		45
				Eopermien	P_1			
		Carbonifère	C	Carbonifère supérieur	C_3	Végétation d'arbres très abondante. Lycopodées: Lépidodendrons et Sigillaires; Equisétales: Calamites, Cordaïtes. Développement des Amphibies. Apparition des Insectes. Invertébrés: Brachiopodes, Foraminifères, développement des Goniatites, des Echinodermes		50
				Carbonifère moyen	C_2			
				Carbonifère inférieur	C_1			
		Dévonien	D	Dévonien supérieur	D_3	Domination des Psilophytales et apparition des ancêtres des Fougères. Apogée des Poissons cuirassés. Apparition des Amphibies Stégocéphales. Parmi les Invertébrés, l'extension des Brachiopodes et des Coraux. Mollusques Céphalopodes. Goniatites.		80
				Dévonien moyen	D_2			
				Dévonien inférieur	D_1			
		Silurien	S	Silurien supérieur	S_2	Continuation de l'extension des Psilophytales		20
				Silurien inférieur	S_1			
		Ordovicien	O	Ordovicien supérieur	O_3	Invertébrés: nouveaux groupes de Trilobites, les Graptolites, les Céphalopodes, les Brachiopodes, nombreux Coraliens, Polypes, Bryozoaires, etc. Premiers Poissons cuirassés		60
				Ordovicien moyen	O_2			
				Ordovicien inférieur	O_1			
		Cambrien	Cm	Cambrien supérieur (Olénidien)	Cm_3	Développement des Algues et des Bactéries. Apparition des plantes terrestres primitives: Psylophytales. Parmi les Invertébrés les plus caractéristiques sont les Trilobites et les Archaeocyathus		90
				Cambrien moyen (Paradoxidien)	Cm_2			
				Cambrien inférieur (Olénellidien)	Cm_1			
Précambrien IV (Infracambrien)		Rifain, Précambrien supérieur bleu Protérozoïque II				Algues et Bactéries. Vestiges des Invertébrés mal conservés.		Environ 600
Précambrien III		Protérozoïque, Protérozoïque I						Environ 700
Précambrien II (Archéen)						Traces des formes organiques primaires		Environ 800
Précambrien I (Catarchéen)								Environ 800

[1] Le Néogène et le Paléogène sont souvent réunis sous le terme commun de Tertiaire (Tr.).

les fossiles des vertébrés du Néogène se rapprochent quant à leur constitution des organismes actuels. L'Anthropogène désigne la période contemporaine au cours de laquelle s'est produit l'événement capital de l'évolution du monde organique, celui de l'apparition de l'homme (du grec ανθρωπος — homme).

A côté de cette classification stratigraphique internationale on utilise fréquemment des classifications stratigraphiques locales: séries, suites, zones, etc., qui permettent d'étudier la structure géologique de chaque région, d'en établir la succession des événements géologiques, de dresser des cartes géologiques détaillées.

Nous donnons ci-dessous le tableau des subdivisions proposées par l'Institut de recherche géologique de Léningrad en 1954 (tableau 2).

Tableau 2

Correspondance entre les échelles stratigraphiques générales et locales

Echelles et subdivisions locales	Divisions stratigraphiques	Hiérarchie des temps
Echelle générale (internationale)	Groupe (série) Système Section (sous-système)	Ere Période Epoque
Echelle relative à une province	Etage Zone	Age Temps (hemera)
Echelle régionale	Série, complexe, sous-complexe	Temps (pour chaque division)
Subdivisions locales	Sous-groupe, sous-système, sous-section, sous-étage, sous-zone, couches, zone locale, niveau, biozone	Temps (pour chaque division); biochron (unité de temps biologique)

En étudiant une coupe de terrains, ainsi que la faune et la flore qu'ils ont fossilisées de haut en bas, c'est-à-dire depuis les plus anciennes jusqu'aux plus récentes (celles de l'Anthropogène), on peut obtenir tous les renseignements nécessaires sur l'évolution de telle ou telle région et la succession des événements géologiques correspondants. Une coupe de ce genre est ordinairement représentée sous forme d'une *colonne stratigraphique* sur laquelle on marque les données

fournies par l'étude des déchaussements naturels des carrières et des carottes [1] obtenues par forage.

Examinons en guise d'exemple une série stratigraphique des environs de Moscou (fig. 2).

Les collines et les vallées des environs de Moscou ont un soubassement de calcaires clairs résistants qui ont donné à la ville ancienne son épithète de «biélokamennaïa» (de «pierre blanche»). Par endroits, dans les vallées les calcaires affleurent à la surface ou dans les carrières, et notamment dans le lit de la rivière Pakhra près du village

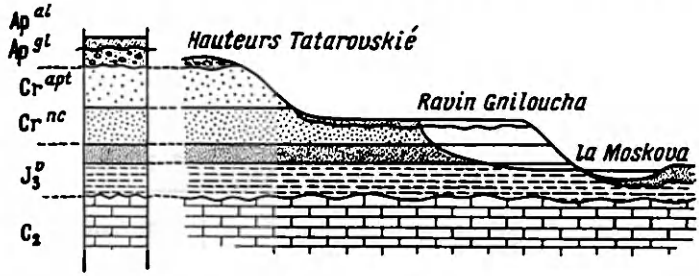


Fig. 2. Série stratigraphique et profil des dépôts aux environs de Moscou: C_2 — calcaires carbonifères; J_3^v — argiles noires et sables jurassiques; Cr_1^{nc}—C_1^{apt} — sables du Crétacé; Ap^{gl} — moraine (dépôts glaciaires) quaternaire; Ap^{al} — sables alluviaux

Bolchoï Yam (fig. 3). A en juger par les fossiles qu'ils contiennent: coquilles de Brachiopodes (*Choristites mosquensis*, fig. 4, *A*), ou squelettes de Chetetides (*Chaetetes radians*), etc. Ils appartiennent au Carbonifère (C) (voir fig. 5).

Au-dessus reposent les argiles noires visqueuses avec des coquilles de mollusques Céphalopodes: Ammonites (*Cardioceras alternans*, *Craspedites nodiger*, *Perisphinctes nikitini*, *Virgatites virgatus*) (fig. 4, *B*), et Bélemnites (fig. 4, *C*). D'après les données recueillies, ce sont des argiles jurassiques (J) d'origine marine. Quant aux sédiments permiens (P) et triassiques (T), s'intercalant entre le Carbonifère et le Jurassique, ils n'existent pas dans les environs de Moscou.

La période suivante, celle du Crétacé, ou plutôt de son époque inférieure (Cr_1), est largement représentée dans cette région par des sables glauconifères bruns et verts à faune marine (Cr_1^{nc}) et des sables quartzeux clairs (Cr^{apt}) présents notamment à la base des Monts Lénine; l'étage Aptien (Cr^{apt}) renferme quelquefois des empreintes de plantes. Les environs de Moscou ne recèlent pas de sédiments rela-

[1] Une carotte est un échantillon en forme de colonne de roches extraites du sous-sol par forage dans leur succession naturelle.

tifs au Paléogène (Pg) et au Néogène (N); les plus récents, ceux de l'Anthropogène, sont très répandus: ce sont les sables et les galets des cours d'eau actuels, les argiles à blocaux laissés par les glaciers anciens ainsi que les dépôts d'argile et de sable interglaciaires.

La coupe géologique nous montre que l'histoire des environs de Moscou du Carbonifère à l'époque récente a été très riche en événements. Cette région a été le théâtre de nombreuses transgressions

Fig. 3. Calcaires carbonifères, carrière des environs du village Bolchoï Yam sur la Pakhra

(envahissements des continents par la mer) aux Carbonifère, Jurassique et Crétacé, accompagnées de sédimentation marine, et ensuite de régressions. Après le retrait de la mer le sol du territoire des environs de Moscou a été soumis à l'action de nombreuses forces destructrices: le vent, l'eau, la glace, etc. Comme de nos jours, il se formait alors à la surface des terres, des cours d'eau, qui sont des agents géologiques très puissants. Ils tranchaient et taillaient la surface du sol, évacuant un volume énorme de débris et de matériaux dissous vers les bassins marins anciens où ils se déposaient de nouveau sous forme de sédiments. Dans la région de Moscou, les conditions continentales ont duré un temps particulièrement long, entre le Carbonifère et le Jurassique (85 millions d'années) et après le Crétacé supérieur, quand la mer s'est retirée définitivement. L'Anthropogène a été marqué ici par un déferlement de glaciers puissants en provenan-

ce de Scandinavie qui ont laissé après eux des dépôts de blocs erratiques, d'argiles à blocaux et de limons.

Chaque temps géologique est identifié par sa faune et sa flore. Ce sont les ères qui diffèrent le plus par la composition du monde organique, les périodes présentent moins de différence et les épo-

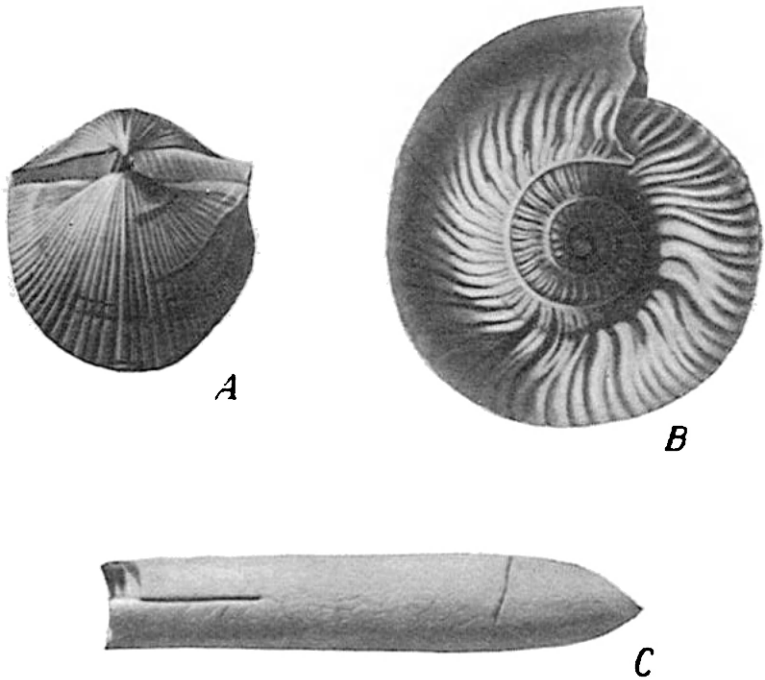


Fig. 4. Animaux fossiles: *A* — coquille de Brachiopode *Choristites mosquensis* datant du Carbonifère; *B* — coquille d'un mollusque Céphalopode, l'Ammonite du Jurassique; *C* — partie de la coquille appelée rostre d'un Bélemnite, mollusque Céphalopode datant du Jurassique

ques encore moins. Plus les unités stratigraphiques sont faibles et moins les organismes fossiles se différencient.

On peut dégager dans l'histoire de l'évolution du monde animal plusieurs groupes d'organismes (fig. 5) particulièrement importants pour l'établissement de l'âge relatif des roches.

Les sédiments des périodes du début du *Primaire* (Cambrien (Cm), Ordovicien (O) et Silurien (S) ont fossilisé de nombreux invertébrés : Brachiopodes; Tétracoralliaires, Tabulés, Bryozoaires, Cystoïdes, Méduses, Vers, etc. Mais l'extension des Trilobites a été particulièrement grande ; ce sont donc les fossiles caractéristiques de ces

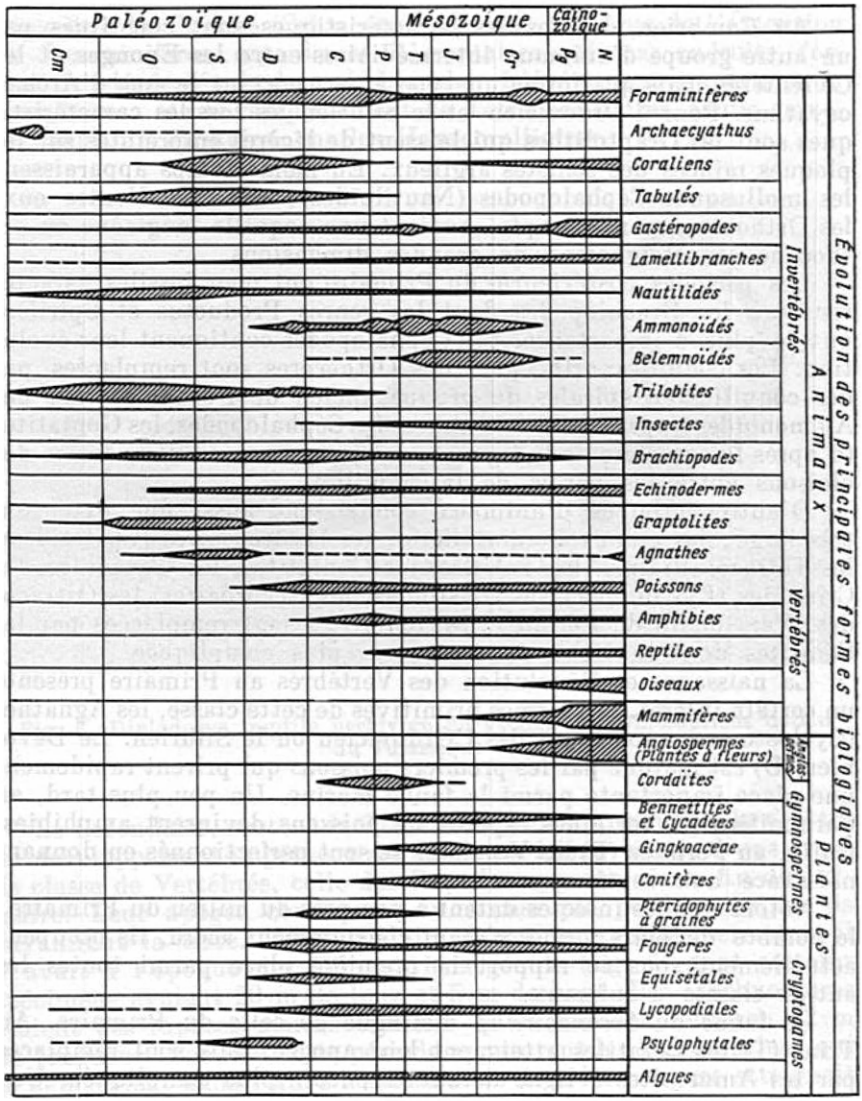


Fig. 5. Schéma de l'évolution du monde animal et végétal

périodes. Leur apogée correspond au Silurien (un grand nombre d'espèces), après quoi ils déclinent pour disparaître vers la fin du Paléozoïque.

Au Cambrien, les fossiles caractéristiques sont constitués par un autre groupe d'animaux intermédiaires entre les Eponges et les Cœlentérés mais qui forme un type à part portant le nom d'Archæocyathus. Pour l'Ordovicien et le Silurien les fossiles caractéristiques sont les Graptolithes qui laissent de légères empreintes sur les plaques minces des schistes argileux. En même temps apparaissent les mollusques Céphalopodes (Nautiloïdes); certains d'entre eux, les Orthocères par exemple, avaient une coquille longicône ou orthocône et atteignaient de grandes dimensions.

Les périodes postérieures du Primaire ont pour fossiles caractéristiques les Brachiopodes dont les genres Productus et Spirifère ont le plus d'importance. Les Céphalopodes continuent leur évolution. Les coquilles orthocônes des Orthocères sont remplacées par des coquilles en spirales du groupe ancien de l'ordre extinct des Ammonoïdes appartenant à la classe des Céphalopodes, les Goniatites (d'après le caractère de la ligne de suture qui reproduit la forme des cloisons entre les parois de la coquille).

D'autres groupes d'animaux connaissent aussi une extension très large: les grands Foraminifères, les Hydrozoaires (Chetetides), les Tétracoralliaires, les Tabulés, les Goniatites, les Clyménies, les Crinoïdes (Lys de mer) les Blastoïdes, les Bryozoaires, les Ostracodes. Vers la fin du Permien, les Goniatites sont remplacées par les Cératites dont la ligne de suture est plus compliquée.

La naissance et l'évolution des Vertébrés au Primaire présente un certain intérêt. Les formes primitives de cette classe, les Agnathes (Cyclostomes) apparurent dès l'Ordovicien ou le Silurien. Le Dévonien (D) est marqué par les premiers poissons qui prirent rapidement une place importante parmi la faune marine. Un peu plus tard, au Carbonifère (C) certaines espèces de poissons devinrent amphibies. Enfin, au Permien (P) les Vertébrés se sont perfectionnés en donnant naissance aux reptiles.

Notons que les insectes datent à peu près du milieu du Primaire; le nombre de leurs formes s'étant constamment accru, ils occupent actuellement sous ce rapport la première place parmi toutes les autres classes d'animaux.

La faune du *Secondaire* se distingue de celle du Primaire. Au Trias (T) les Cératites atteignent leur apogée, puis sont remplacés par les Ammonites à ligne de suture encore plus compliquée. Une nouvelle classe de Céphalopodes, celle des Bélemnites apparues dès le Carbonifère, connaît une large extension. Au Jurassique (J) l'importance des Ammonites et des Bélemnites devient très grande (fig. 3, *B*, 3, *C*). Dans cette période, les espèces d'Ammonites étaient très nombreuses et très variées. Dans les sédiments du Crétacé (Cr) on a trouvé des spéciments géants ayant jusqu'à 2 m de diamètre.

Par la suite leur nombre diminue pour s'éteindre vers la fin du Secondaire. De la classe si riche des Nautiloïdes à coquille en spirale il n'est resté jusqu'à nos jours que le Nautilus qui vit dans les mers tropicales. Le Crétacé (Cr) a été également l'époque de l'extension des Foraminifères, organismes élémentaires qui, par endroits, forment des dépôts épais de craie blanche. L'événement important du Secondaire a été le remplacement de Tétracoralliaires, faune caractéristique du Primaire, par les Hexacoralliaires.

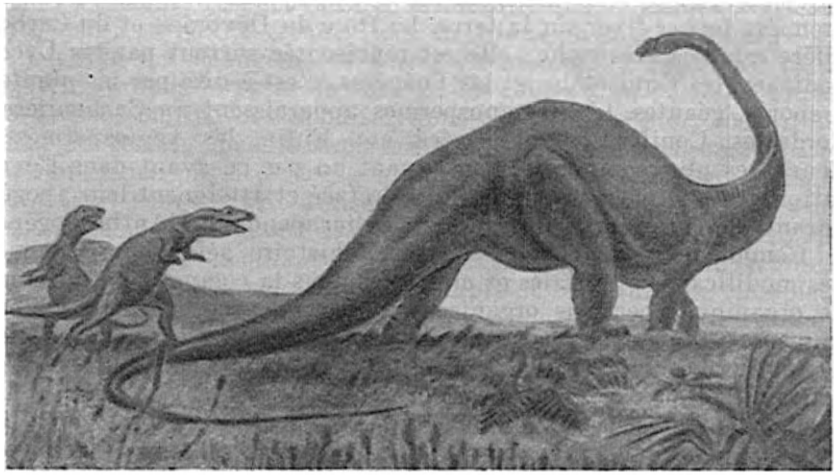


Fig. 6. Diplodocus, reptile herbivore du groupe des Dinosauriens datant du Jurassique

Le Secondaire, surtout le Trias et le Jurassique furent le théâtre du développement impétueux des animaux faisant partie d'une grande classe de Vertébrés, celle des Reptiles apparus dès la fin du Primaire. Leur apogée correspond au Jurassique pendant lequel ils envahirent la terre, l'eau et l'air. Parmi les reptiles terrestres il y avait à l'époque des Dinosauriens géants (fig. 6) dont certains spécimens avaient 20 m de long et 5 m de haut. Les Ichthyosaures étaient des rapaces marins terribles qui mesuraient environ 12 m de longueur. Pendant cette période apparurent les Ptérosauriens qui se déplacaient dans l'air à l'aide d'ailes dont l'envergure atteignait 16 m chez certains spécimens. A la fin du Crétacé, ces reptiles disparurent brutalement et cédèrent la place aux Mammifères et aux Oiseaux.

Parmi les Invertébrés les plus répandus au Paléogène et au Néogène (*ère Caïnozoïque*) citons les Mollusques bivalves et les Gastéropodes dont de nombreuses espèces sont caractéristiques. Au

Paléogène un rôle capital est joué par les Orbitoïdes et les organismes élémentaires, les Foraminifères, mais surtout par les Nummulites ayant la forme de petites pièces de monnaies qui par endroits ont formé des dépôts épais de calcaires. Les Mammifères dominent à l'époque sur la Terre et se développent rapidement.

Les premiers Singes Anthropoïdes datent aussi de cette période. Enfin, l'Anthropogène est marqué par l'apparition de l'Homme.

L'évolution des plantes a été tout aussi longue et compliquée. Les plus anciennes furent les algues apparues dans les eaux des mers ante-cambriennes. Au Silurien les Psilophytales viennent pour la première fois se fixer sur la terre. La flore du Dévonien et du Carbonifère est déjà très riche; elle est représentée surtout par les Lycopodinées, les Equisétales et les Fougères, c'est-à-dire par les plantes à spores, géantes. Les Gymnospermes apparaissent au Carbonifère: Cordaïtes, Conifères, Ginkgoacées, etc. Enfin, les Angiospermes à fleurs, les plus complexes, constituant un pas en avant dans l'évolution des plantes, apparaissent au Crétacé et atteignent leur apogée durant l'ère Caïnozoïque, en particulier pendant l'Anthropogène.

Comme nous venons de le voir, l'histoire géologique connaît des modifications brutales et multiples dans la composition du monde organique: certains organismes apparaissent et d'autres disparaissent. Ce fut le cas, par exemple, vers la fin du Silurien quand les Trilobites, certains Brachiopodes, les Tétracoralliaires, les Graptolithes et d'autres organismes décrurent brusquement en nombre. Le changement dans la faune et la flore fut encore plus grand à la fin du Primaire quand disparurent de nombreuses espèces des groupes très répandus au Dévonien, au Carbonifère et au Permien. Il en a été de même vers la fin du Crétacé qui a été marquée par l'extinction des Ammonites et des Bélemnites, de certaines familles de Protozoaires et de Ptérosauriens, tandis que le nombre des reptiles terrestres diminuait brutalement. Enfin, un autre renouveau de la faune se produisit vers la fin du Paléogène. Ces modifications dans la composition de la faune ne peuvent être expliquées que par des changements dans les conditions physico-géographiques résultant de mouvements orogéniques puissants. Or, de tels mouvements se sont justement produits au Silurien, à la fin du Primaire, à la fin du Crétacé, à la fin du Paléogène et du Néogène.

Ainsi, l'étude de la faune et de la flore fossiles permet non seulement d'identifier l'âge des dépôts, mais aussi de se faire une idée des *conditions physico-géographiques* qui ont existé aux époques depuis longtemps révolues.

Quels sont les critères suivant lesquels se détermine la classification stratigraphique et la hiérarchie chronologique (ou l'histoire géologique) qui lui correspond établie au tableau 1? Ils sont nombreux. C'est d'abord la composition de la *faune* et de la *flore* fossiles. Chaque période possède une faune et une flore caractéristiques; les différences observées sont suffisantes pour établir l'appartenance des

dépôts possédant un certain complexe de fossiles à tels ou tels serie, système, sous-système (ou groupe), etc.

Il faut ensuite tenir compte des traits particuliers de la *sédimentation* et de la *destruction* parallèle des roches qui sont aussi des critères importants. Certes, à toutes les époques les limons, le sable, les débris d'organismes se sont déposés dans les mers et ont formés par la suite l'argile, le grès, le calcaire; mais chaque période était pourtant caractérisée sous ce rapport par des traits particuliers. C'est pourquoi les données lithologiques (sur la composition des roches sédimentaires) peuvent, au même titre que les éléments paléontologiques, servir de critères aux divisions stratigraphiques.

L'étude des changements *paléogéographiques*, c'est-à-dire de la répartition dans le passé des mers et des continents, du relief terrestre et sous-marin, des modifications du climat, etc., fournit de même des renseignements importants. Chaque époque est caractérisée par son milieu physico-géographique dont les modifications brutales permettent justement de diviser l'histoire de la Terre en ères, périodes, etc. Une étude détaillée des séries sédimentaires recrée avec une grande précision l'ambiance physico-géographique des temps révolus.

Il convient également de tenir compte de la nature, de l'ampleur et des autres particularités des *mouvements* de l'écorce terrestre ayant entraîné des perturbations à telle ou telle période. Ces mouvements sont appelés *tectoniques*. Ils sont à l origine des plis, fractures et autres dérangements de la stratification normale des roches sédimentaires, ainsi que des chaînes de montagnes et de divers accidents du relief, des phénomènes volcaniques, des tremblements de terre et d'autres manifestations de la vie interne du globe. Chaque période est caractérisée par des mouvements tectoniques ayant un rythme particulier et pouvant donc aussi être utilisés pour déterminer telles ou telles divisions chronologiques.

Enfin, les renseignements sur l'activité volcanique (ou, dans un sens plus large, *magmatique*) d'une période donnée, le degré de *métamorphisme*, c'est-à-dire des changements que les roches subissent sous l'action des températures ou des pressions élevées, sont également utilisés pour établir les divisions plus ou moins détaillées des temps géologiques.

Telles sont les méthodes principales employées pour définir les unités de l'échelle stratigraphique et chronologique.

Pour venir à bout de cette tâche il suffit d'étudier toute la série des roches de la région considérée en allant de bas en haut, des terrains les plus anciens aux plus jeunes, anthropogènes.

§ 2. Chronologie géologique absolue

Il s'ensuit de l'exposé ci-dessus que le recours à la chronologie relative ne présente pas de difficultés. Pourtant, il importe quand même de connaître l'âge absolu des roches, le temps géologique

absolu, et cela non seulement pour des buts pratiques. Pour résoudre nombre de problèmes théoriques de la géologie il est nécessaire de posséder des données exactes sur le temps écoulé depuis tel ou tel événement dans l'histoire de la Terre. Or, comment faut-il procéder pour calculer cette durée?

Imaginons le procédé suivant: supposons que l'on connaisse l'*épaisseur* d'une série sédimentaire ainsi que la *vitesse de la sédimentation*, c'est-à-dire l'épaisseur de la couche qui correspond à un certain intervalle de temps, à une année, par exemple. Il est facile alors de calculer le temps nécessaire pour l'accumulation de toute la série considérée. Des tentatives de ce genre sont connues. Ainsi, J. Murray supposait que les cours d'eau transportent chaque année vers la mer près de 16 km^3 de matériaux solides, ce qui correspond en moyenne à 0,11 mm de dépôt par an sur le fond. Si l'épaisseur totale des roches sédimentaires de toutes les séries est d'environ 150 km, on en déduit que leur accumulation dans les mers a duré $1,5 \cdot 10^9$ ans. D'autres calculs du même genre donnent un chiffre tout à fait différent: $70 \cdot 10^6$ ans (Ch. D. Walcott).

L'analyse de toutes les données ainsi obtenues permet de conclure que depuis le début du Cambrien il s'est écoulé plusieurs centaines de millions d'années.

On peut également procéder d'une autre manière. On sait que l'eau de l'océan contient une grande quantité de sels et surtout du sel gemme (chlorure de sodium NaCl). La plus grande partie de ces sels est, sans doute, apportée par les cours d'eaux qui érodent les roches. On connaît la quantité de sels amenée chaque année par les cours d'eau; certes, les chiffres ne sont pas très précis, mais ils permettent d'établir un ordre de grandeur. Connaissant la teneur actuelle en sels de l'eau océanique, on peut calculer le temps mis pour l'atteindre; or, elle est d'environ 3,5% de toute la masse d'eau. L'erreur essentielle peut résulter ici du fait que nous ne tenons pas compte du sel accumulé dans les roches en place et qui se sont déposées dans les mers en instance de dessèchement des périodes révolues mais qui entrent dans le bilan global de la circulation des sels. Les calculs effectués suivant cette méthode évaluent de 0,3 à 1,5 milliard d'années la durée du temps écoulé depuis le début du Primaire.

Une méthode originale et suffisamment précise pour établir l'âge absolu a été élaborée lors de l'étude des *dépôts glaciaires* de l'Anthropogène (Quaternaire). Dans le complexe de dépôts divers laissés par les glaces continentales qui couvraient dans un passé récent de larges étendues du Nord de l'Europe on rencontre des argiles fines à stratification régulière (fig. 7). Les argiles très fines succèdent chaque fois à des argiles plus grossières et même à des sables fins. On estime que ces argiles dites *rubanées* se sont accumulées au fond des lacs formés par la fonte des glaces; les couches fines se déposant en hiver, et les couches plus grossières, en été. Ainsi, le nombre

des couches accouplées dans la série glaciaire correspond au nombre d'années qu'a duré leur accumulation. Il s'est avéré que depuis le début de la sédimentation des argiles feuilletées dans l'Europe du Nord il s'est écoulé environ 16 500 ans. La glaciation Valdaïenne (Würm) qui a laissé des moraines puissantes (plateau du Valdaï) a débuté il y a 90 000 ans; la glaciation Dnieprienne (Riss), dont l'extention a été la plus massive, car le front glaciaire a atteint les

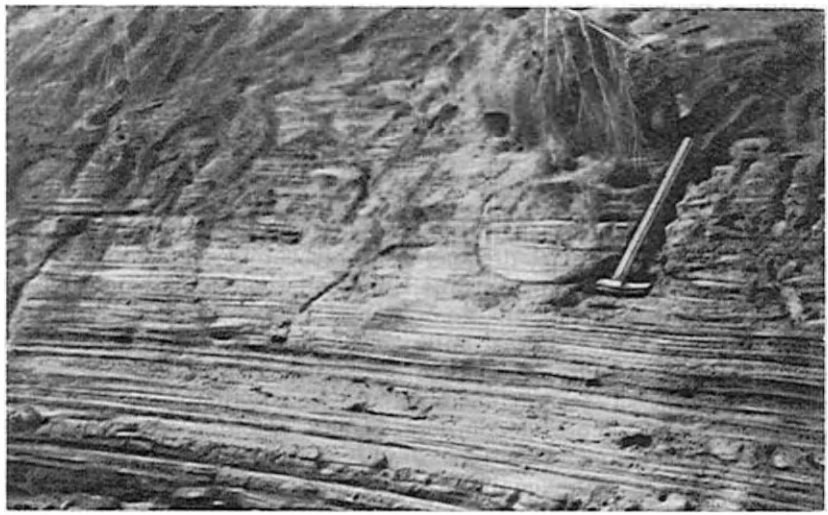


Fig. 7. Affleurement des argiles rubanées, dépôts des lacs glaciaires de la fin de la glaciation zyriannienne (Antropogène supérieur). Rivière Synia, bassin du fleuve Pétchora

cours inférieurs du Dniepr et du Don actuels, date de 200 000 ans; depuis le début de la glaciation Likhvinienne (Mindel) il s'est écoulé 450 000 ans. En comparant les diverses estimations on arrive à la conclusion que la période anthropogène peut être évaluée à environ un million d'années.

D'autres tentatives ont été faites pour déterminer l'âge absolu de la Terre en calculant la contraction de la surface terrestre par suite du refroidissement, ou bien la vitesse de l'érosion chimique [1], ou encore la vitesse de l'accumulation des calcaires ou des dépôts littoraux, etc.

Tout ingénieux et divers que soient ces procédés, ils sont cependant loin d'être précis et ne donnent pas généralement de résul-

[1] L'érosion est l'ensemble des phénomènes de destruction des roches à la surface terrestre et d'évacuation des débris vers les zones déprimées.

tats assez sûrs pour l'élaboration d'une chronologie géologique absolue.

Une solution radicale a été proposée par les physiciens et les géochimistes.

§ 3. Détermination de l'âge des roches par l'étude de la radio-activité

Ordinairement les roches contiennent une certaine quantité, ne serait-ce que la plus infime, d'éléments radio-actifs comme l'uranium (U), le radium (Ra), le thorium (Th), le potassium (K) et de leurs isotopes[1]. Avec le temps ces éléments se désintègrent spontanément en se transformant en d'autres éléments comme le plomb (Pb) et l'hélium (He) suivant, par exemple, le schéma suivant:

$$U^{235} \rightarrow Pb^{207}, \quad U^{238} \rightarrow Pb^{206}, \quad Th^{232} \rightarrow Pb^{208}.$$

Les facteurs externes n'influent pas sur le déroulement du phénomène. Dans la plupart des cas sa durée est très grande. Ainsi, la moitié des atomes de thorium qui l'ont constitué au moment initial se décomposent en $1{,}4 \cdot 10^7$ ans; la moitié des atomes d'uranium, en $7 \cdot 10^8$ ans. Une analyse minutieuse de la composition d'une roche permet d'établir le nombre d'atomes de plomb ou d'hélium apparus depuis sa formation ainsi que la quantité de l'élément radio-actif non encore décomposé et de calculer sur cette base l'âge de la roche en question.

«Pour définir l'âge géologique absolu on peut recourir à tout phénomène se déroulant soit à une vitesse constante, soit à une vitesse variant au cours de l'existence de la croûte terrestre d'une façon bien déterminée, mais à la condition que sa vitesse actuelle soit connue et qu'on puisse définir quantitativement les modifications provoquées depuis son début», écrivait dès 1935 V. Khlopine, spécialiste éminent de radiochimie. Il n'y a que la *désintégration radioactive* qui répond à ces conditions. En effet, les connaissances physiques actuelles, fondées sur les données expérimentales, permettent de considérer que pratiquement, pendant tout le temps géologique, la vitesse de la décomposition spontanée a été constante (compte tenu de la précision des observations); les produits terminaux de la décomposition (plomb, hélium) restent aussi pratiquement stables; la précision des constantes radio-actives est suffisante pour l'établissement de l'âge géologique (I. Starik, 1954).

Prenons un exemple. Supposons que l'analyse a permis de déceler qu'un minéral contient 8,7 g d'uranium et 1,125 g de plomb. Autrefois, ce plomb était de l'uranium; à l'époque son poids n'était

---

[1] Les isotopes sont les variétés d'un élément chimique qui se distinguent par leur poids atomique (Pb^{206}, Pb^{207}, Pb^{208}) et donc par certaines propriétés, notamment la radio-activité.

pas 1,125 g, mais d'autant de fois plus grand qu'un atome d'uranium est plus lourd qu'un atome de plomb, c'est-à-dire de 238/206 fois, d'où

$$1{,}125 \times \frac{238}{206} = 1{,}3.$$

Donc, 1,125 g de plomb se sont formés à partir de 1,3 g d'uranium; la quantité initiale d'uranium était de 10 g, alors qu'il n'en reste que 8,7, soit 87%. On sait que 1 g de plomb se forme à partir de 100 g d'uranium en $79 \cdot 10^6$ ans. Donc, notre minéral a environ un milliard d'années ($t = 1{,}3 \times 79 \cdot 10^6 \approx 1 \cdot 10^9$ ans).

A. Holmes a proposé la formule approximative suivante:

$$t = \frac{7 \cdot 220 \cdot 10^6 \mathrm{Pb}}{\mathrm{U} + 0{,}58 \mathrm{Pb}} \text{ ans},$$

où U et Pb sont les quantités d'uranium et de plomb trouvées dans le minéral; et t le temps recherché.

Ces derniers temps on recourt en U.R.S.S. à la *méthode de l'argon* basée sur le fait que la radio-activité transforme l'isotope du potassium de poids atomique 40 en gaz argon du même poids atomique. En établissant la teneur des roches à minéraux de potassium en isotopes correspondants d'argon et de potassium on peut trouver l'âge de ces roches d'après le rapport $\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$.

On a proposé aussi la méthode du *rubidium-strontium* et certaines autres encore.

Pour dater les roches récentes formées au cours des dernières étapes de l'histoire géologique on recourt à la *méthode du radiocarbone*. L'atmosphère contient des isotopes radio-actifs du carbone C^{14} dont la demi-période de désintégration est de 5 568 ans. Leur apparition est due à l'action des rayons cosmiques sur l'atmosphère, dans laquelle les neutrons formés entrent en réaction avec l'isotope de l'azote N^{14} pour donner un isotope radio-actif du carbone. Ce dernier est absorbé par les plantes avec l'acide carbonique. Tant que la plante vit, son rapport entre le carbone radio-actif et celui qui ne l'est pas ne change pas. Quand elle meurt, la quantité du radiocarbone diminue par suite de la désintégration. Pour établir l'âge de la roche il faut trouver la quantité du radiocarbone contenu dans les plantes qu'elle a fossilisées. Quand on connaît la demi-période du radiocarbone et sa quantité actuelle, on peut calculer le temps écoulé depuis la mort des plantes et dater ainsi la roche qui les contient. Ce procédé est surtout prometteur pour l'étude des dépôts quaternaires et des fouilles archéologiques ou même les recherches historiques. En guise d'exemple on peut citer la détermination de l'âge d'un morceau de bois du pont du bateau mortuaire de Sésostris III: 3 621 ans; d'un morceau de bois d'un cercueil de la période des Ptolémées d'Egypte: 2 190 ans, etc. Ces chiffres ne sont

pas très exacts, car la précision du procédé ne dépasse pas encore 200 ans, mais son intérêt est tout de même incontestable.

Les méthodes basées sur la décomposition radio-active ont permis de dater les roches les plus anciennes. Ainsi, on a trouvé que l'âge de certaines roches ante-cambriennes de la presqu'île de Kola est de $1\,850 \cdot 10^6$ ans, celui de certaines roches du massif cristallin d'Ukraine, de $1\,950 \cdot 10^6$ ans, celui de roches cristallines du Caucase de $300 \cdot 10^6$ ans ; certains minéraux sud-africains comptent $2{,}7 \cdot 10^9$ ans, et peut-être même $3{,}2 \cdot 10^9$ ans. Enfin, l'analyse isotopique de plusieurs minéraux de plomb (galène) a conduit A. Holmes à conclure que la consolidation de l'écorce terrestre a commencé il y a environ $3{,}4 \cdot 10^9$ ans. Le minéral le plus ancien de ceux qui ont été étudiés jusqu'à présent est la monazite des filons pegmatitiques de Rhodésie; d'après la méthode du plomb elle date d'environ $2\,600 \cdot 10^6$ ans.

L'emploi de diverses méthodes dont la plus importante est celle de la décomposition spontanée de certains éléments a permis d'établir une échelle approximative de la chronologie absolue, c'est-à-dire de déterminer la durée des ères et des périodes en millions d'années. Ces renseignements sont donnés au tableau 1. L'Archéozoïque (Archéen) a probablement débuté il y a près de 2 milliards d'années. L'âge de l'écorce terrestre doit être de 3 à 4 milliards d'années (I. Starik). La Terre comme planète est sans doute encore plus vieille. Les calculs effectués par la même méthode et complétés par des considérations cosmogoniques donnent de 3 à 6 milliards d'années. L'homme peut difficilement se représenter une durée aussi grande. Il est curieux de noter sous ce rapport que l'âge du Soleil est de $5 \cdot 10^{13}$ ans (50 billions d'années), alors que la vie d'une étoile moyenne (y compris le Soleil) est de $2 \cdot 10^{15}$ ans (2 milliards de millions d'années). Au début du XIXe siècle, Jean Lamarck, le grand naturaliste français, écrivait que pour la Nature le temps n'a pas d'importance; il est toujours à sa disposition et est pour elle illimité.

Il faut croire que, le temps aidant, nous pourrons utiliser largement la méthode de détermination de l'âge absolu des roches, ce qui rendra bien plus facile la recherche géologique et permettra de préciser les résultats obtenus.

§ 4. Les phénomènes géologiques

Pendant toute son existence, la Terre a subi une longue série de modifications. Au fond, elle n'a jamais été telle qu'elle fut au moment précédent. Elle se modifie d'une façon *continue*. Tout change, sa composition, son état physique, son aspect extérieur, sa position dans l'espace et ses liens avec les autres partenaires du système solaire.

Il est difficile de dire quels ont été les changements pendant la phase initiale de son évolution, c'est-à-dire durant la période de

sa formation comme planète. C'est un problème qui concerne davantage la cosmogonie que la géologie. Ce qui est certain, c'est que cette période a connu des processus très compliqués tels que la condensation de la matière et l'élaboration de la forme de la Terre, qui est un ellipsoïde de révolution.

L'histoire postérieure de la Terre a été déterminée par les interactions et les modifications des forces qui continuent à agir au sein du globe et que nous pouvons étudier avec une précision plus ou moins grande. Parmi ces forces il y a l'*attraction* entre les particules qui forment le globe terrestre ainsi que les liaisons gravitationnelles agissant entre la Terre, la Lune, le Soleil et les planètes; les *forces centrifuges*, produites par la rotation de la Terre sur son axe et régies par les changements de la vitesse de cette rotation; les forces engendrées par la modification de la chaleur interne, c'est-à-dire de la *température* à l'intérieur de la Terre; les forces ayant pour origine les *transformations chimiques* au sein du globe et le changement de l'état d'*agrégation* de la matière du fait des *températures* et des *pressions élevées*; enfin, les forces dues aux facteurs *externes*, surtout au Soleil qui agit sur les masses d'eau et d'air et conditionne ainsi leurs mouvements.

En examinant les modifications provoquées par ces forces on peut les classer conventionnellement en deux groupes.

Dans le premier on mettra toutes celles qui se déroulent au sein du globe et qui dépendent peu des facteurs extérieurs. On les rapporte à la branche de la géologie qui s'appelle *géodynamique interne*. Les phénomènes internes sont à l'origine de la naissance et de l'évolution des continents, des cuvettes océaniques et des chaînes de montagnes. Ils sont également responsables du volcanisme et des autres manifestations magmatiques, des mouvements de l'écorce terrestre, des dislocations plicatives et de rupture et des autres déformations de l'écorce, ainsi que des mouvements oscillatoires. Le métamorphisme, terme qui traduit les changements dans la composition et la structure des roches, y est aussi relié. Les tremblements de terre sont également déclenchés par ces forces. Les phénomènes internes sont très variés et très compliqués; ils sont intimement liés les uns aux autres, et pour comprendre les lois qui les régissent, il faut les étudier sous tous leurs aspects.

Les modifications du deuxième groupe sont dues surtout aux facteurs agissant de l'extérieur sur le globe et qui se manifestent à sa surface. Ce sont les déplacements continus de l'air et des eaux, la circulation de l'eau dans l'atmosphère, à la surface et dans le sous-sol, les transformations physiques et chimiques de la matière sous l'action des processus d'altération, la destruction, le transport et l'accumulation nouvelle des roches, l'activité biologique des organismes, etc. Tous ces phénomènes sont rassemblés sous le terme de la *géodynamique externe*. Il est commode de les classer suivant leur importance et le rôle des divers agents extérieurs en processus

d'altération, actions du vent, des eaux courantes superficielles et souterraines, des lacs et des marais, des glaciers, des mers et des océans.

Les phénomènes externes constituent un tout très compliqué de modifications mutuellement liées. On ne peut procéder à l'étude de l'une de ces forces sans s'intéresser aux autres. Seule leur analyse commune permet de comprendre le tableau des variations de l'ensemble et d'établir les lois qui les régissent.

Ces considérations concernent également l'ensemble des phénomènes dont la Terre est le théâtre, qu'ils soient externes ou internes. Ces phénomènes sont liés les uns aux autres, se conditionnent réciproquement et reflètent toute la complexité, la diversité, mais aussi l'unité des forces en action au sein de la Terre. Il est impossible d'examiner les phénomènes externes, par exemple, sans étudier les phénomènes internes. Ainsi, le relief d'un pays de montagnes est, d'une part, déterminé par la puissance et la vitesse des mouvements de l'écorce terrestre qui se traduisent par des soulèvements et des déformations de certains secteurs de l'écorce ; mais, en même temps, il est conditionné par l'intensité et l'orientation au lieu considéré des facteurs externes, comme l'altération, les eaux courantes, le vent et la glace. Du jeu des facteurs internes et externes, de leurs interactions et actions contraires résulte la complexité du modelé des régions de montagnes. Les variations des rapports entre ces forces internes et externes sont à la base de la diversité de la structure de l'écorce terrestre et de la forme de sa surface.

Une autre illustration de l'unité des phénomènes externes et internes peut être fournie par les glaciations continentales. On sait que l'axe de la Terre change continuellement de position, bien que très lentement; la situation des régions polaires varie donc aussi, et il en est de même des continents. Le climat ne reste pas non plus inchangé, il devient tantôt froid, tantôt chaud. Dans certaines conditions le concours des circonstances peut être tel qu'une région de la zone tempérée se retrouve dans la zone polaire et c'est le déclenchement de la glaciation. Le sol se couvre d'une couche de glace épaisse de plusieurs kilomètres. Le poids de cette glace est une charge supplémentaire qui déprime le secteur considéré de l'écorce terrestre. Par la suite, avec la fonte des glaces cette surcharge disparaît, la partie de l'écorce allégée « se soulève » et tend à reprendre sa position antérieure. C'est actuellement le cas de la péninsule Scandinave.

Des exemples de ce genre peuvent être multipliés à loisir. Ils illustrent tous le fait que les phénomènes internes et externes constituent un tout et que c'est seulement leur étude commune qui peut être vraiment fructueuse.

En procédant à l'étude des phénomènes externes et internes, il faut absolument envisager la Terre dans son *évolution continue* et *orientée* du *simple* au *complexe* dans son développement déterminé

par la lutte des contraires inhérente à chaque objet, qui se manifeste par des transformations *progressives*, invisibles, faisant passer l'objet, dès qu'une certaine limite est atteinte, à un *nouvel état qualitatif*; dans un développement qui reflète l'*interaction de l'objet* géologique donné et du milieu qui l'entoure. Ce n'est qu'ainsi qu'il convient d'étudier chaque phénomène, suivant les impératifs de la *dialectique*.

Dans ce contexte on comprend donc que la délimitation rigoureuse des phénomènes externes et internes n'est que conventionnelle, et n'est adoptée que pour simplifier l'exposé des problèmes très complexes. Elle peut être admise lorsqu'il s'agit d'analyser des questions particulières, mais elle ne doit pas voiler l'essentiel qui est *l'unité organique de tous les phénomènes dont la Terre est le siège, qu'ils soient internes ou externes, l'unité qui constitue le principe fondamental de l'évolution du globe terrestre.*

Un principe qui a reçu le nom d'*actualisme* a acquis une importance particulière pour l'étude des phénomènes géologiques anciens. Il se résume par la formule très brève: « Le présent est la clé du passé ». En d'autres termes les phénomènes géologiques actuels peuvent être utilisés pour expliquer les phénomènes analogues du passé. Ceci est valable jusqu'à un certain point, mais le fait que la Terre est le siège de transformations ininterrompues conditionne, avec le temps, les modifications de l'environnement géologique réel ainsi que les phénomènes géologiques eux-mêmes. Le principe d'actualisme a donc des limites et si l'on y recourt sans réserve, on ne peut aboutir qu'à de graves erreurs.

DEUXIÈME PARTIE

Géodynamique externe

CHAPITRE 3

Notions essentielles sur l'atmosphère

Les processus géologiques qui se déroulent à la surface de la Terre sont étroitement liés à l'atmosphère, enveloppe gazeuse qui est extérieure aux géosphères.

Sa limite inférieure est la surface de la lithosphère et de l'hydrosphère, bien que, de fait, l'air remplisse les vides, petits ou grands, de la lithosphère et soit dissout dans l'eau des mers et des océans.

L'atmosphère est un mélange de divers gaz dont la composition et la proportion varient avec l'altitude. Près du sol, l'air est composé surtout d'azote (environ 78 %) et d'oxygène (environ 21 %). La proportion des autres gaz ne dépasse pas 1 %, dont 0,93 % de A et 0,03 % de CO_2. Avec l'altitude on enregistre une réduction de la proportion de l'oxygène et une augmentation de celle de l'azote. A une altitude de 80 ou 100 km on note la présence d'hélium et d'hydrogène, alors que la quantité des gaz lourds (argon et anhydride carbonique) diminue sensiblement. Pourtant, l'air à toutes les altitudes est surtout composé d'azote et d'oxygène, fait qui s'explique par un brassage continu de l'air.

On distingue dans l'atmosphère trois couches concentriques: la troposphère (« constamment agitée ») contiguë à la lithosphère, la stratosphère (« stratifiée ») qui se trouve au-dessus et, enfin, l'ionosphère, la couche extérieure. Pour la géologie ce sont les couches inférieures de l'atmosphère (la troposphère) qui ont le plus d'importance

Troposphère. Son épaisseur moyenne est de 10 à 11 kilomètres. Au-dessus de l'équateur elle est d'environ 17 km et au-dessus des pôles de 8 km.

La troposphère est caractérisée par une teneur variable en vapeur d'eau, une mobilité des masses d'air dans les sens vertical et horizontal, une décroissance progressive de la température avec l'altitude à raison de 0,5-0,6° par 100 mètres; c'est pourquoi au-dessus de l'équateur à la limite supérieure de la troposphère elle atteint —80°; la température des parties supérieures de la troposphère est en moyenne de —55°.

La *vapeur d'eau* contenue dans la troposphère s'y trouve en quantité variable: tantôt elle se condense pour former des précipi-

tations, pluie ou neige, tantôt elle disparaît presque totalement.

On distingue l'humidité de l'air absolue et l'humidité relative; l'humidité *absolue* désigne la tension de la vapeur d'eau à un moment donné, alors que l'humidité *relative* est le rapport entre la tension observée réellement à un moment donné et celle qui est nécessaire pour saturer le même volume à la même température. L'humidité absolue nous est fournie par la hauteur en millimètres de la colonne de mercure. La quantité de vapeur d'eau se trouvant dans l'air varie fortement avec la température. A 0°, 1 m^3 d'air peut contenir 4,8 g de vapeur d'eau, à 30°, cette quantité peut atteindre 30,4 g. Ainsi, plus la température de l'air est élevée et plus la quantité de vapeur d'eau qu'il peut absorber est grande.

L'humidité absolue est maximale dans les pays équatoriaux (20 mm et plus), elle est la plus faible dans les déserts et dans les régions de grands froids. Ainsi, dans le Nord-Est de la Sibérie elle tombe parfois à 0,03 mm. L'humidité absolue est plus forte à la saison chaude, alors que l'humidité relative l'est, au contraire, à la saison froide.

Composition de l'air. Parmi les gaz entrant dans la composition de l'air c'est l'oxygène qui a le plus d'importance pour la vie organique. Les écarts de la normale du taux d'oxygène ont un effet néfaste sur un être vivant; s'il s'accroît, l'oxydation (combustion) est accélérée, s'il diminue, ce processus se ralentit et l'organisme ressent un manque d'air. On suppose que l'oxygène libre de l'air vient en grande partie de l'activité vitale des plantes vertes qui par photosynthèse décomposent le gaz carbonique en carbone, necessaire à la plante, et en oxygène qui se dégage librement dans l'air. L'azote joue dans ce cas le rôle de dissolvant d'oxygène alors que pour l'organisme il constitue un milieu neutre.

La teneur de l'air en gaz carbonique varie dans des proportions plus grandes que celles en oxygène et en azote.

Le gaz carbonique est fourni par les volcans, les sources minérales, la combustion des substances contenant du carbone, la décomposition des organismes, la respiration, etc. C'est le plus lourd des composants de l'air; la quantité d'anhydride carbonique est donc toujours beaucoup plus grande dans les couches inférieures de la troposphère que dans ses couches supérieures. La répartition géographique de l'anhydride carbonique dépend aussi des conditions locales. Au-dessus des océans, dans les régions polaires et là où la densité de la population est faible, l'air contient peu d'anhydride carbonique. Près des volcans en activité, dans les villes et les régions industrielles sa quantité est parfois double de la normale.

Le gaz carbonique joue un rôle très important. Il constitue l'aliment principal des plantes à chlorophylle, il est un régulateur de la température, car il laisse facilement passer les rayons lumineux venant du Soleil et il retient la chaleur en la renvoyant lentement.

Si l'anhydride carbonique venait à disparaître de l'air, la température moyenne annuelle de la Terre décroîtrait. Au contraire, si sa quantité doublait par rapport à sa teneur actuelle, la température s'élèverait de 4°.

L'atmosphère contient aussi de la vapeur d'eau produite par l'évaporation superficielle des mers et des continents. La vapeur d'eau est d'une grande importance: en se condensant elle forme des nuages et des précipitations, ses transformations sont accompagnées d'une absorption ou d'un dégagement massifs de chaleur. Et en conséquence, tous ces phénomènes se répercutent sur les phénomènes dynamiques.

L'oxygène, l'anhydride carbonique et l'eau sont les agents principaux de l'altération chimique des roches, ils provoquent l'oxydation, l'hydratation, la dissolution, etc., phénomènes couramment observés à la surface terrestre.

L'air contient toujours une certaine quantité de poussière dont l'origine est très variée. La poussière soulevée dans l'air peut être produite par la déflation qui arrache à la surface terrestre de petites particules de matières minérales; elle peut être due à la dispersion par le vent des embruns qui laissent dans l'air après évaporation des particules de chlorure de sodium. La poussière peut aussi provenir de la combustion du bois, du charbon, etc., ou de l'impact des météorites ou, enfin, des éruptions volcaniques. 1 cm^3 d'air contient environ 250 000 grains infimes de poussière. Leur présence diminue la transparence de l'air et affaiblit l'énergie des rayons solaires qui traversent l'atmosphère pour venir atteindre la surface terrestre. Ces grains infimes constituent également des centres de condensation de la vapeur d'eau et contribuent ainsi à la formation des brouillards, des nuages et enfin des précipitations atmosphériques. La quantité de grains de poussière diminue brusquement avec l'altitude. C'est l'air circulant au contact de la Terre qui en est le plus chargé.

Mouvements de l'air. L'atmosphère subit l'action directe des radiations solaires. L'énergie de ces dernières est plus ou moins absorbée par toutes les géosphères, dont l'atmosphère, la chaleur solaire se transformant ainsi en énergie thermique. La transformation de l'énergie est un phénomène compliqué qui est déterminé sur la Terre par plusieurs facteurs à caractère général ou local. Parmi eux l'obliquité des rayons solaires exerce une influence importante sur les phénomènes thermiques; elle dépend de la forme de la Terre et de sa rotation sur elle-même, ainsi que de la position du globe sur son orbite. La répartition de la chaleur dans l'atmosphère conditionne les mouvements de l'air qui contribuent à l'échange de chaleur entre les hautes et les basses latitudes (déplacements horizontaux) et entre les couches supérieures et inférieures de la troposphère (déplacements verticaux). Le déplacement de l'air à la surface de la Terre doit être expliqué surtout par les différences de pression

atmosphérique. L'air se déplace d'une pression élevée vers une pression plus basse. La pression à son tour est conditionnée par la température. Donc, les masses d'air sont soumises à des forces toujours renouvellées qui entretiennent continuellement le mouvement. Des causes multiples contribuent au maintien de la différence de pression atmosphérique en divers points du globe, il en résulte un mouvement constant des masses d'air dont l'intensité dépend du gradient de pression atmosphérique.

On sait que la pression exercée par une colonne d'air sur la surface terrestre est équilibrée par une colonne de mercure de même diamètre, d'une hauteur de 760 mm au niveau de la mer et à 45° de latitude. C'est la pression atmosphérique normale. Elle décroît avec l'altitude, puisqu'elle est exercée par une colonne à masse d'air plus faible. Jusqu'à l'altitude de 100 m, la pression tombe d'environ 1 mm tous les 11 mètres, et à 2 000 m, tous les 15 m. La pression à ces niveaux est respectivement de 600 et 300 mm.

La pression de l'air est exprimée en bars (1 bar = 1 000 000 de dynes par cm^2 et correspond à 750,1 mm de la colonne de mercure) ou en millibars (0,001 bar).

La répartition de la pression atmosphérique à un moment donné est représentée sur une carte géographique par des lignes appelées *isobares* reliant les points de même pression.

Les différences de pression atmosphérique sont dues surtout à l'échauffement inégal de la surface terrestre. En se réchauffant l'air se dilate, le poids de l'unité de son volume diminue et il tend à s'arracher de la surface terrestre. Mais une fois parvenu à une grande altitude, l'air se refroidit, devient plus lourd et redescent vers la surface terrestre. C'est ainsi que prend naissance la circulation atmosphérique verticale qui ne dépasse pas 17 km (altitude maximale de la troposphère). Simultanément il se produit un mouvement d'air dans le sens horizontal, des régions à haute pression vers celles à basse pression. Ce mouvement est d'autant plus rapide que la différence de pression est plus grande. L'air, quand il se déplace dans le sens horizontal, s'étend généralement sur de grandes distances; si des obstacles (chaînes de montagnes, par exemple) se dressent sur son chemin, ils entraînent des mouvements verticaux.

Le mécanisme général de la circulation atmosphérique est très complexe. Il est influencé par la forme de la Terre, sa rotation sur elle-même, son mouvement de translation autour du Soleil, la répartition des terres et des mers, le relief et d'autres facteurs.

L'observation de la répartition géographique des vents permet d'enregistrer une certaine zonalité. Dans la région de l'équateur où dominent les hautes températures et les basses pressions, ce sont les déplacements ascendants qui prédominent. C'est la zone des calmes équatoriaux caractérisée par l'absence de vents. La différence de pression entre les zones équatoriale et subtropicale (maximum subtropical) est à l'origine d'un mouvement d'air continu qui va

de la région subtropicale à l'équateur et qui est connu sous le nom d'*alizé*. Dans l'hémisphère Nord, les alizés soufflent non pas du Nord au Sud mais du Nord-Est au Sud-Ouest et dans l'hémisphère Sud, ils soufflent du Sud-Est au Nord-Ouest et non du Sud au Nord ; ce phénomène résulte de la rotation terrestre.

Il existe des vents contraires, dits *contre-alizés*. Ils naissent à 2,5-3 km d'altitude, là où l'air chaud en provenance de l'équateur est contraint de s'écouler vers le Nord et le Sud. Dans l'hémisphère Nord la rotation de la Terre dévie les contre-alizés à droite, et dans l'hémisphère Sud, à gauche.

Outre les alizés et les contre-alizés particulièrement réguliers on connaît des vents périodiques : moussons, brises et vents des vallées et des montagnes.

Les *moussons* sont provoquées par le fait de la différence de température saisonnière entre les continents et les bassins océaniques. Quand en hiver le sol est très refroidi, les moussons soufflent de la Terre vers la mer, en été, il se produit l'inverse. Un régime typique de moussons se rencontre en Inde, dans les îles de l'archipel Malais, en Afrique orientale, en Australie, etc.

Les *brises* apparaissent sur les rives des mers, des lacs et des grands fleuves par suite de l'échauffement différent du sol et de l'eau. Le jour, quand le sol se réchauffe plus que l'eau, la pression de l'air au-dessus diminue et le vent souffle de la mer vers la terre (brise de mer). La nuit, au contraire, le vent souffle de la terre vers la mer (brise de terre). Les brises se manifestent sur les côtes des mers Baltique, Caspienne, Noire, etc.

Il convient aussi de mentionner les *brises des vallées* et *des montagnes* qui le jour soufflent des vallées vers les montagnes fortement réchauffées, et la nuit descendent des montagnes vers les vallées ou les dépressions plus chaudes.

Il existe aussi des mouvements d'air cyclonaux (cyclones et anticyclones) caractérisés par le mouvement giratoire d'énormes masses d'air. Dans les cyclones les masses d'air se meuvent dans le sens opposé aux aiguilles d'une montre autour d'un centre qui se déplace également et où la pression est minimale. Dans les anticyclones, les masses d'air tournent dans le sens des aiguilles d'une montre et la pression atteint son maximum au centre. Ainsi, dans les cyclones la pression croît du centre vers la périphérie, alors que dans les anticyclones c'est le mouvement contraire qui s'observe (fig. 8).

Souvent les cyclones se déplacent à une grande vitesse. Un cyclone qui atteint 50 à 70 m/s (de 190 à 260 km/h) provoque en passant au-dessus de la mer de violents remous et déplace d'énormes masses d'eau. Ainsi, les cyclones venant de l'Ouest et passant au-dessus du golfe de Finlande produisent dans la partie orientale du golfe un remous d'exhaussement qui arrête l'eau de la Néva ou même lui fait rebrousser chemin ; il en résulte parfois des inondations. Depuis 1703, époque de la fondation de Saint-Pétersbourg, actuellement Lénin-

grad, jusqu'à nos jours on a enregistré dans cette ville plus de 300 inondations. Les plus dévastatrices se sont produites en 1777, quand le niveau de l'eau est monté de 3,3 m, en 1824 (3,88 m) et en 1924 (3,82 m). Pendant ces inondations l'eau a recouvert jusqu'à 65 km² de la superficie de la ville. Une de ces inondations est décrite par Pouchkine dans *Le cavalier de bronze.*

Dans la zone tropicale, le vent très violent des cyclones est capable de soulever dans l'air et de transporter à des distances notables

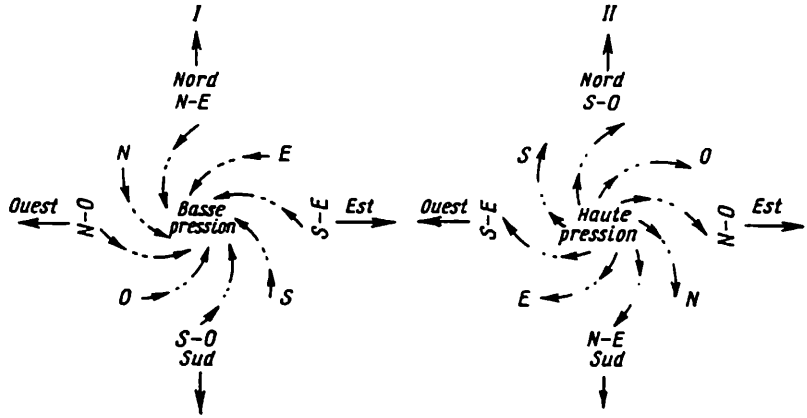


Fig. 8. Schéma d'un cyclone (I) et d'un anticyclone (II) dans l'hémisphère Nord

des objets assez lourds. Ainsi, en 1831 à la Barbade un morceau de plomb de 65 kg a été projeté à 500 m, un autre morceau de plomb d'environ 180 kg a été déplacé à une distance moindre. En 1870, sur la même île, un ouragan a détruit un fortin de pierre ; de lourds canons, des gens et du bétail ont été projetés à de grandes distances. En 1935, il a fait dérailler en Floride six wagons de voyageurs.

Dans la zone tempérée, les cyclones se déplacent à des vitesses moindres, mais là aussi leur force est parfois très grande. Un jour une «pluie» étrange tomba pendant un fort orage accompagné d'ouragan et de grêle dans les environs du village Méchtchéry (région de la ville de Gorki) : c'était des pièces d'argent, des kopecks des XIIe-XVIe siècles. Le cyclone était sans doute passé au-dessus d'un trésor enfoui près de la surface et il avait entraîné les pièces d'argent légères (d'après S. Kalesnik).

Parfois de violents ouragans ont causé beaucoup de dégâts dans les environs de Moscou en endommageant des édifices et des forêts. Ainsi, par exemple, l'ouragan de 1958 dévasta près de la station Skhodnia une zone large de 1 km environ et longue de plusieurs kilomètres ; de gros arbres furent fauchés, certains arrachés, plusieurs maisons furent endommagées, des toits emportés, etc. (fig. 9).

Précipitations atmosphériques. La condensation de la vapeur d'eau atmosphérique autour des germes de condensation que constituent les grains de poussière, se déplaçant dans la troposphère aboutit à la formation de nuages. Si les gouttelettes d'eau formant les nuages sont de même dimension, de même charge, de même tem-

Fig. 9. Aux environs de la station Skhodnia après le passage d'un ouragan

pérature et se déplacent identiquement, le nuage ne se résoud pas en pluie. Mais si l'une de ces conditions varie, l'équilibre est rompu et la précipitation se déclenche.

La quantité d'eau tombée pendant une certaine période est mesurée par l'épaisseur (en millimètres) de la couche d'eau que les précipitations forment sur la surface terrestre en supposant que l'eau ne s'infiltre pas dans le sol, ne s'évapore pas et ne s'écoule pas vers les zones déprimées. Ainsi pour Moscou, la «hauteur des précipitations» est de 586 mm, c'est-à-dire que l'eau tombée pendant toute l'année recouvrirait la ville d'une couche de 586 mm d'épaisseur.

La répartition des précipitations à la surface de la Terre est très irrégulière. Dans certaines régions il en tombe très peu, notamment dans le désert proche de la mer d'Aral, où certaines années la pluie ne tombe presque jamais, la somme annuelle des précipitations ne dépassant pas 150-200 mm. Le désert de Thar (Inde) est aussi très pauvre en précipitations : les masses d'air le traversent du Sud au Nord en se dirigeant de l'océan vers les montagnes sans l'arroser par des pluies. Mais les mêmes masses d'air après avoir atteint les

versants exposés au vent des piémonts de l'Himalaya déversent un volume d'eau considérable. Dans le bassin de l'Indus la somme annuelle des précipitations dépasse 12 500 mm. Or, ces contrastes sont observés en des points distants seulement de quelques 400 km.

Sur le territoire de l'U.R.S.S. la distribution des précipitations est régie par les lois générales suivantes. Le littoral de la Baltique est très humide. Vers l'Oural et la dépression Caspienne, la hauteur des précipitations annuelles diminue progressivement de 700 mm pour le littoral baltique jusqu'à 200 mm pour la Caspienne. Sur la côte de la mer Noire, la somme annuelle dépasse par endroits 2 000 mm, mais à l'intérieur de la dépression Caspienne (Koura-Araksinskaïa), elle tombe à 150-200 mm. Les cyclones charrient de grandes masses d'air humide de l'océan Pacifique jusqu'au littoral de l'Extrême-Orient russe. Là, ces masses butent contre l'obstacle formé par les chaînes de montagnes, se déchargent rapidement de leur eau et plus loin, dans la Sibérie orientale, les précipitations deviennent déjà rares, à peu près autant que l'on en enregistre dans les déserts de l'Asie centrale. Ainsi, au voisinage de la mer d'Aral et dans la région de Verkhoïansk la quantité des précipitations est à peu près la même, bien que les climats de ces deux régions se différencient notablement.

La température de l'air, la pression, l'humidité absolue et l'humidité relative varient assez vite dans un endroit donné et durant une période déterminée. Cet ensemble de conditions temporaires de l'atmosphère porte le nom de *temps*. Le temps, c'est l'état des facteurs climatiques d'un point donné à un moment donné. Au même moment et en divers endroits, le temps peut être très différent. Souvent au même endroit il change en quelques heures. Mais si, au contraire, on considère l'état moyen des facteurs climatiques pendant plusieurs années, on obtient la notion de *climat* ; le climat d'un point de la surface terrestre est l'ensemble des phénomènes météorologiques se succédant en corrélation avec les conditions géographiques et dont l'expression concrète est le régime du temps moyen observé pendant plusieurs années. Les climats sont plus stables que le temps, mais ils varient aussi bien que la période de cette variation soit beaucoup plus longue.

Les facteurs principaux qui caractérisent un climat sont : latitude géographique, distribution des eaux et des terres, relief, propriétés des masses d'air dominant localement, couverture végétale et, enfin, activité de l'homme qui modifie cette couverture et les sols, qui construit de grandes villes, crée des réservoirs d'eau et transforme la nature. Les zones climatiques principales du globe sont les zones équatoriale, tropicale, subtropicale, tempérée, froide ou polaire.

Les mouvements de l'atmosphère dans les couches inférieures exercent une action notable sur le déroulement des phénomènes géologiques dans la zone superficielle de l'écorce terrestre. Les agents atmosphériques sont parfois des facteurs décisifs de l'altération des roches et de la transformation du relief.

CHAPITRE 4

Processus d'altération

§ 1. Notions générales sur l'altération des roches

On appelle *altération sur place* l'ensemble des phénomènes de désagrégation mécanique et de décomposition chimique des minéraux et des roches dus aux variations de la température, à l'action des eaux, de l'oxygène, de l'anhydride carbonique et des organismes. Les roches de la partie superficielle de l'écorce terrestre étant en interaction constante avec l'atmosphère, l'hydrosphère et la biosphère, subissent diverses modifications notables dans leur composition et leur état. La grande majorité des roches a été formée dans des conditions thermodynamiques spécifiques, au sein de la Terre, dans des zones d'activité du magma et des processus métamorphiques, ou bien au fond de la mer. Une fois remontées à la surface, les roches se retrouvent dans un environnement physique et chimique nouveau, deviennent instables et commencent à se désagréger sous l'action de divers facteurs. Ces modifications subies par les roches présentent de grandes différences. Dans certains cas, il y a fragmentation en débris de diverses grandeurs ou même désagrégation de la roche en minéraux qui la composent. Parfois, l'action des agents chimiques modifie radicalement la nature des roches et des minéraux et contribue ainsi à la formation de minéraux se distinguant radicalement des précédents. Suivant les facteurs qui agissent sur les roches et les résultats de cette action, les processus d'altération peuvent être classés schématiquement en deux groupes :

1) *processus de désagrégation physique* ;
2) *action chimique*.

Ces deux formes d'altération des roches sont étroitement associées, elles agissent ensemble et simultanément et ce n'est que l'intensité de leur action qui varie. Cette dernière dépend du climat, du relief, de la durée de l'action, de la nature des roches, etc.

§ 2. Processus de désagrégation physique

La désagrégation des roches a des causes diverses, pourtant le rôle décisif appartient aux forces qui provoquent le déplacement mécanique des particules. Ce mouvement détruit la cohésion des

parties constituantes des roches. Le mode de désagrégation diffère selon la nature du facteur qui agit. Quelquefois, le mouvement se produit au sein de la roche-même, sans action mécanique venant de l'extérieur, par exemple lors du changement de volume des parties composant la roche, dû aux variations de température. C'est alors la *désagrégation thermique*. Dans d'autres cas, la fragmentation des roches se produit sous l'action mécanique des agents extérieurs:

Fig. 10. Désagrégation des roches et leur desquamation

éclatement provoqué par le gel de l'eau, croissance des cristaux, extension du réseau radiculaire des arbres, etc.; ce phénomène est appelé *désagrégation mécanique*.

La désagrégation thermique est un des phénomènes les plus courants; elle résulte des variations de température, c'est-à-dire du réchauffement ou du refroidissement inégal des roches. Quand la température varie, les grains de minéraux qui constituent les roches se dilatent ou se contractent. Comme la chaleur ne pénètre que lentement à l'intérieur de la roche, les parties formant son enveloppe se dilatent plus vite que les parties centrales. Le même phénomène se produit lors du refroidissement. La contraction des roches pendant la nuit est dirigée de la surface vers l'intérieur et agit simultanément avec la dilatation déclenchée par l'insolation diurne contribuant ainsi à l'accentuation de la désagrégation. Telle est l'origine de la fissuration parallèle à la surface extérieure des roches et de l'écaillement (desquamation) de ces dernières (fig. 10).

Les roches peuvent avoir une composition minérale hétérogène ou homogène. Les roches hétérogènes sont évidemment les plus susceptibles d'être atteintes par la désagrégation thermique. Les divers minéraux qui les composent ont un coefficient de dilatation différent (tableau 3), c'est pourquoi les variations de température produisent des déformations inégales.

Tableau 3

Coefficient de dilatation de certains minéraux (d'après Clarke)

Minéral	Coefficient de dilatation
Quartz	0,000310
Orthose	0,000170
Amphibole	0,000284
Calcite	0,000200

Le coefficient de dilatation linéaire varie même pour un *minéral donné* suivant la direction choisie dans le cristal pour les mesures.

Quand l'action des variations de température est prolongée, la différence entre les coefficients de dilatation de divers minéraux provoque la rupture de la cohésion entre les grains et la roche se fissure et se fragmente. Le même phénomène est observé dans les roches homogènes (marbre, quartzite, calcaire, grès) où il est dû à l'anisotropie des cristaux qui les composent.

Tableau 4

Minéral	$t°$	Coefficient de dilatation linéaire
Calcite $\parallel L^3$	20	$25,6 \times 10^{-6}$
Calcite $\perp L^3$	20	55×10^{-6}
Quartz $\parallel L^3$	20	$7,5 \times 10^{-6}$
Quartz $\perp L^3$	20	$13,7 \times 10^{-6}$

Le coefficient de dilatation linéaire des cristaux de quartz et de calcite dans le sens perpendiculaire à l'axe de symétrie L^3 est presque le double de celui mesuré dans le sens parallèle à cet axe (tableau 4). Les variations de température créent donc des contraintes locales même dans une roche homogène qui provoquent au bout d'un certain temps la désagrégation.

La différence de couleur des roches influe aussi sur l'intensité de la désagrégation thermique. Les roches soumises à l'insolation se réchauffent beaucoup plus fort que l'air qui les entoure, mais ce sont les roches et les minéraux de couleur sombre qui s'échauffent le plus. C'est pourquoi les roches bigarrées se désagrègent plus vite que les roches unicolores.

La *dimension des grains du minéral* joue également un certain rôle dans la vitesse du processus de désagrégation qui est d'autant plus rapide que le grain est gros.

La désagrégation thermique est principalement influencée par les *variations diurnes de température* qui produisent un effet maximal. Les variations saisonnières ont une influence bien moindre.

La désagrégation thermique est observée dans presque toutes les zones climatiques, mais elle est particulièrement intense dans les régions où l'on enregistre des écarts brutaux de *température, où l'air est très sec* et qui sont *presque ou totalement dépourvues de couverture végétale* adoucissant ordinairement les variations de température dans le sol.

L'insolation [1] se manifeste avec une intensité particulière dans les déserts caractérisés par les précipitations atmosphériques infimes (pas plus de 200-250 mm/an), une nébulosité très faible, des variations de température brutales, atteignant souvent en 24 heures une amplitude d'environ 40-50°C et plus, et un déficit d'humidité énorme. L'humidité relative peut tomber en été à 10% et parfois même à 2-3%. Dans ces conditions, les rayons solaires échauffent les roches jusqu'à des températures dépassant de beaucoup celles de l'air, alors que la nuit elles subissent un très fort refroidissement. Ainsi, dans les Kara-Koum au climat continental très prononcé, dans la journée en plein été, quand la température de l'air atteint environ 40°C, le sable du sol est porté à 70-80°C, alors que pendant la nuit il se refroidit jusqu'à —10°C et même parfois moins.

Selon l'expression de l'académicien V. Obroutchev, la partie méridionale de l'Asie centrale, où abondent les sables mobiles et les déserts rocheux devient les jours d'été sans vent un véritable « fourneau incandescent ». La surface des roches est chauffée à 60-70°C et il est impossible de tenir dans la main certains débris de roche.

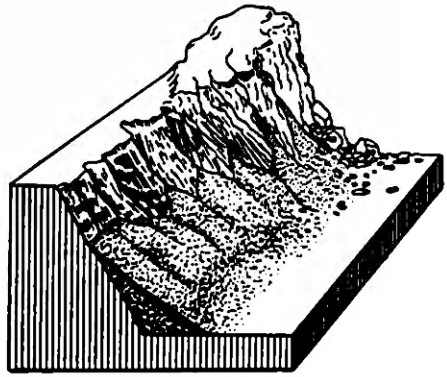
Sous un climat sec et chaud un autre agent de désagrégation des roches est constitué par les pluies qui, quoique rares, tombent sous forme d'averses. Le brusque refroidissement qu'elles provoquent produit une contraction inégale des minéraux des roches qui se fragmentent en blocs.

La désagrégation thermique est aussi très intense sur les *versants abrupts des hautes montagnes* où l'air est plus limpide et l'insolation beaucoup plus forte que dans les dépressions voisines. Les frag-

[1] Insolation : exposition de la surface terrestre aux rayons du Soleil ; c'est la quantité de chaleur et de lumière que reçoit une unité de surface en une unité de temps.

ments de roches sont facilement entraînés par gravitation le long de la pente des versants qui restant nus sont de nouveau attaqués par les agents de destruction. Il se forme ainsi au pied des versants des *éboulis* de pierrailles qui sont parfois très étendus et très épais (fig. 11, *A* et 11, *B*); par endroits ils forment des chaos de blocs.

Les matériaux provenant de la désagrégation des roches en place qui ont glissé au pied du versant du fait de la pesanteur s'appellent *colluvion*. La destruction des roches et l'évacuation des débris vers les zones déprimées s'appelle *érosion* (dénudation); on comprend



A

Fig. 11. *A* — schéma d'un cône d'éboulis et structure d'un talus d'éboulis; *B* — éboulis de pierrailles

également sous ce terme l'activité destructrice des fleuves, de la mer, du vent et d'autres facteurs externes, c'est-à-dire l'ensemble des processus de destruction et d'évacuation.

L'altération sur place est accélérée si les roches sont très *fissurées*. Les joints ou fissures peuvent être soit d'origine primaire

et alors ils sont liés à la genèse des roches, soit de provenance secondaire, et sont dus aux mouvements tectoniques ou à d'autres causes étrangères au processus d'altération des roches. Parmi les joints primaires citons pour les roches sédimentaires les fissures de stratification qui séparent une couche de l'autre ; pour les roches magmatiques ou ignées, les thermoclases dus à la réduction du volume lors

Fig. 12. Formations prismatiques de basalte

du refroidissement. Chaque roche a un système de fissuration particulier. Ainsi, les basaltes sont caractérisés par des formations prismatiques (fig. 12) ; les granites, par un empilement en oreillers (fig. 13) ; certaines diabases, par une décomposition en boules (fig. 14). Dans des roches ignées jeunes n'ayant pas subi d'altération le faisceau de fissure est difficile à discerner, les roches formant des massifs continus. Le processus d'altération se déclenchant on voit apparaître un système de joints qui détermine la trame de fragmentation en blocs qui, par la suite, sous l'action des variations de température, subissent un amenuisement plus poussé.

Le processus d'altération de la roche élargit progressivement les fentes de dislocation tectonique et les fissures de stratification jusqu'à la fragmentation de la roche en blocs isolés. Plus le faisceau de joints est serré, plus la désagrégation de la roche est rapide.

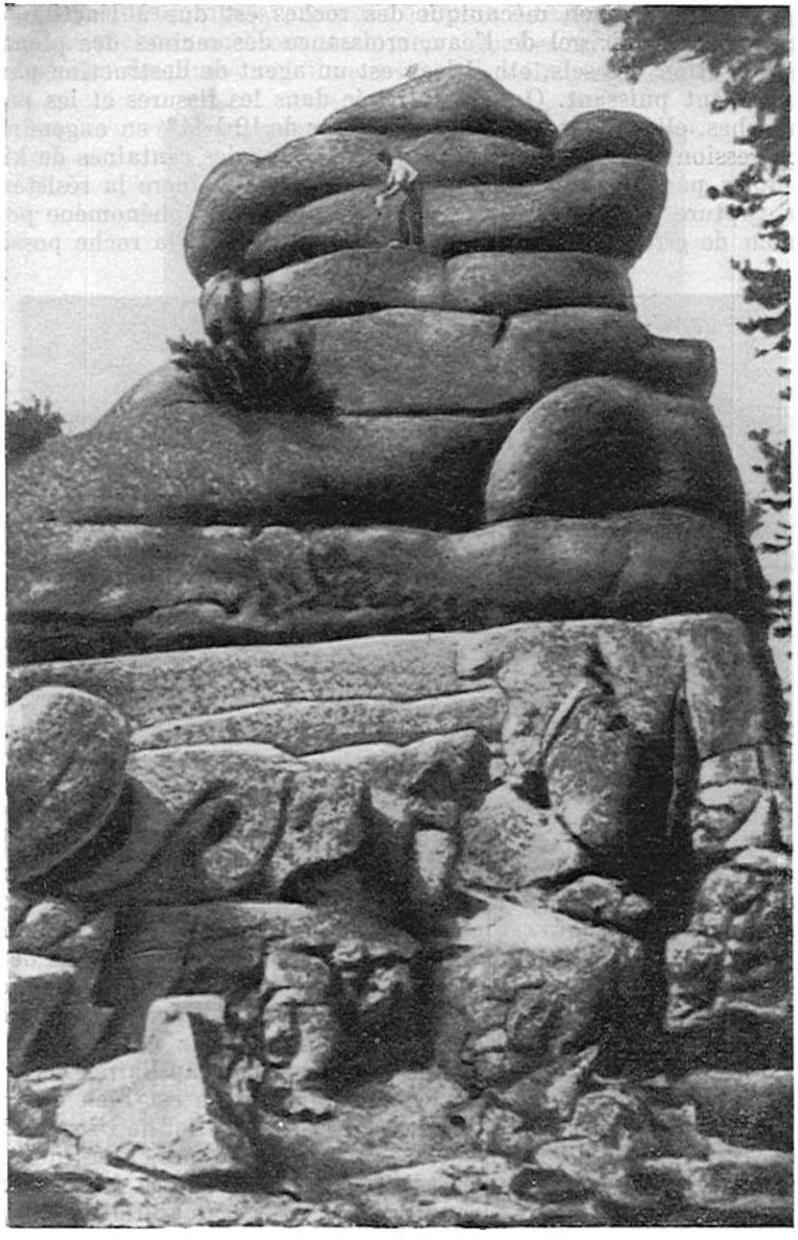


Fig. 13. Empilement en oreillers de granite

La désagrégation mécanique des roches est due à l'action des agents extérieurs : gel de l'eau, croissance des racines des plantes, cristallisation des sels, etc. L'eau est un agent de destruction particulièrement puissant. Quand, infiltrée dans les fissures et les pores des roches, elle gèle, son volume augmente de 10 à 11% en engendrant une pression énorme sur les parois atteignant des centaines de kilogrammes par cm^2. Cette force peut facilement vaincre la résistance à la rupture des roches qui éclatent en débris. Ce phénomène porte le nom de *gélivation*. Il peut avoir lieu quand : 1) la roche possède

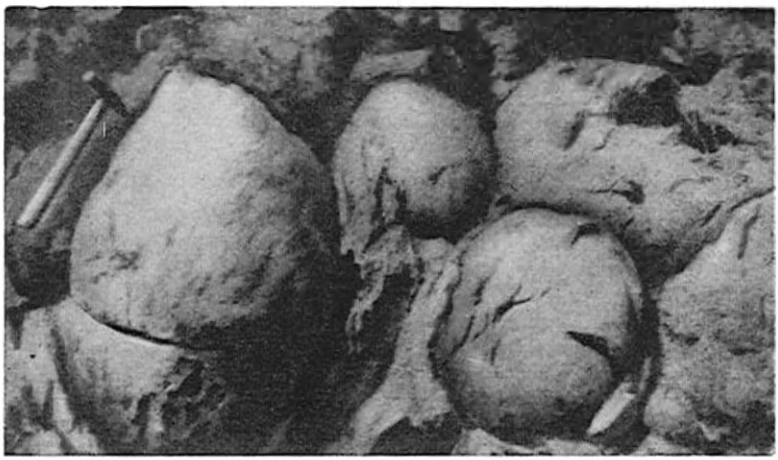


Fig. 14. Décomposition en boules

des pores et des fissures ; 2) ceux-ci contiennent de l'eau et 3) la température est au-dessous de 0°. Cette action cryergique est plus intense quand la température oscille fréquemment autour du point de congélation de l'eau, ce qui est le cas dans les régions polaires et subpolaires ainsi que dans les régions de montagne, surtout au-dessus de la limite des neiges persistantes. On y trouve souvent de vastes espaces couverts de débris de roches non triés : « champs de pierres », « coulées de pierres », etc., dus à l'action cryergique.

La *cristallisation des sels* dans les interstices capillaires favorise aussi la fragmentation des roches. Ce phénomène est bien observé sous un climat aride ; l'eau des capillaires sous l'effet de l'insolation diurne est rappelée vers la surface où elle s'évapore, alors que les sels qui y sont contenus cristallisent. La croissance des cristaux développe une poussée de cristallisation dans les capillaires qui en s'élargissant rompent l'intégrité de la roche et provoquent ainsi sa désagrégation.

Les *racines des arbres* exercent une action analogue. A mesure que l'arbre grandit, les racines croissent, engendrent une pression sur

les parois des joints (en agissant comme des coins) et fragmentent les massifs rocheux en blocs et en pierraille. Les racines mortes gonflées par l'eau de pluie contribuent aussi à l'élargissement des brèches.

Fig. 15. Désagrégation mécanique des roches par les racines des arbres

La participation des plantes à la désagrégation mécanique des roches est enregistrée dans presque toutes les zones climatiques (fig. 15).

Un grand travail mécanique est effectué en outre par les animaux fouisseurs.

§ 3. Action chimique

Comme il a déjà été dit la désagrégation physique est toujours accompagnée d'une *altération chimique*. Plus les roches sont fragmentées par les processus physiques et plus les actions chimiques

sont intenses, car la surface spécifique des roches augmente notablement et accélère les réactions. L'altération chimique est le résultat de l'interaction des roches qui forment la partie extérieure de la lithosphère avec les éléments actifs de l'atmosphère, de l'hydrosphère et de la biosphère. L'oxygène, l'eau, l'anhydride carbonique et les acides organiques sont les substances chimiquement les plus actives et c'est leur action sur les roches qui constitue l'essentiel de l'altération chimique. Les processus auxquels sont soumises les roches sous l'effet de ces agents chimiques se ramènent aux actions principales suivantes : 1) oxydation ; 2) hydratation ; 3) dissolution ; 4) hydrolyse.

L'oxydation des minéraux et des roches en milieu naturel est due à la présence d'oxygène actif libre qui agit ordinairement en présence de l'eau. On sait que la teneur de l'air en oxygène est de 21 %, tandis que celle de l'air dissous dans l'eau (à raison de 3% du volume d'eau) est de 30 à 35%. Ce gaz est un agent chimique très actif. L'oxydation est plus intense quand ce sont des éléments à valences multiples qui sont en jeu. Ces éléments viennent à la surface sous forme des protoxydes ; c'est le cas surtout du fer, très répandu dans la Terre. Les combinaisons de fer à valence inférieure se transforment en combinaisons à valence supérieure avec formation d'hydrates d'oxyde de fer.

L'interaction de l'oxygène et de l'eau avec les sulfures formés en milieu réducteur est un exemple caractéristique des phénomènes d'oxydation se déroulant dans la zone d'altération. En présence de l'oxygène de l'air et de l'eau, les sulfures deviennent instables et sont remplacés progressivement par des sulfates, des carbonates et des oxydes.

Le déroulement de cette réaction peut être représenté schématiquement de la façon suivante :

$$\underset{\substack{\downarrow \\ \text{pyrite}}}{FeS_2} + nO_2 + mH_2O \longrightarrow FeSO_4 \longrightarrow Fe_2(SO_4)_3 \longrightarrow \underset{\substack{\downarrow \\ \text{limonite}}}{Fe_2O_3nH_2O}.$$

D'abord, on obtient le sulfate de protoxyde de fer ($FeSO_4$) qui, l'oxydation se poursuivant, devient du sulfate d'oxyde de fer $[Fe_2(SO_4)]_3$. Ce dernier, étant aussi instable, se transforme sous l'action de l'oxygène et de l'eau en hydroxyde de fer (limonite).

Telle est la voie suivie par la pyrite pour aboutir à la limonite qui, dans les conditions existant à la surface de la Terre, est la plus stable des combinaisons du fer.

De nombreux gisements de sulfures ont leur partie supérieure oxydée de couleur brune (chapeau de fer); c'est une hématite brune résultant de l'oxydation des sulfures.

Les phénomènes d'oxydation se produisent dans presque tous les minéraux ferro-magnésiens qui font partie des groupes méta- et

orthosilicates (augite, amphibole, olivine, etc.). Ces minéraux sont toujours composés en partie de protoxyde de fer qui s'oxyde rapidement et qui recouvre les minéraux d'une croûte brune.

Des roches sédimentaires comme les sables, les grès, les argiles, les marnes, comportant des inclusions ferrugineuses, sont souvent colorées en brun ou en ocre, fait qui témoigne de l'oxydation et de la transformation de ces minéraux en hydroxydes de fer.

L'altération chimique en liaison avec l'oxydation n'agit que dans les limites d'extension de l'oxygène libre ou, comme on dit souvent, de la « *couche oxygénique* » et est déterminée par la teneur en oxygène du milieu donné appelé *potentiel d'oxydo-réduction* (*potentiel rédox*). Ce dernier dépend de la composition des roches, de leurs porosité et fissurité, de la profondeur du gisement, du régime de circulation des eaux et des gaz, etc.

L'oxygène pénètre à des profondeurs différentes dans la partie supérieure de la lithosphère. Par endroits ces profondeurs sont infimes, et l'oxygène reste proche de la surface, c'est le cas par exemple des tourbières ou des régions à pergélisols ; dans d'autres la profondeur atteinte par l'oxygène dépasse 1 km et plus. On considère généralement que l'oxygène peut descendre légèrement au-dessous de la nappe phréatique et atteindre à peu près le niveau principal de la circulation souterraine en contact avec les exutoires d'eau (mers, fleuves, rigoles d'érosion).

La teneur en oxygène actif qui détermine la capacité d'oxydation du milieu (potentiel d'oxydo-réduction) varie suivant la région considérée. Tout cela complique le processus d'altération des roches.

L'hydratation consiste dans l'absorption de l'eau par les minéraux. L'eau absorbée ne peut être libérée que lorsque le minéral se désagrège complètement, ce qui ne se produit qu'à une température élevée (400°C et plus).

Un exemple connu d'hydratation dans les conditions naturelles est fourni par la transformation de l'anhydrite en gypse suivant la réaction :

$$CaSO_4 + 2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O.$$

Telle est la voie suivie lors de la formation de certains gisements de gypse.

L'hydratation de l'anhydride produit toujours une augmentation brutale de volume, d'où une pression notable exercée sur les roches encaissantes et des perturbations locales au sein des assises de l'anhydrito-gypse. Dans ce cas, l'action chimique aboutissant à la formation de minéraux nouveaux, plus stables dans la zone superficielle, est associée au processus mécanique déclenché par l'augmentation du volume des masses qui participent à la réaction.

Un autre exemple est donné par l'hydratation de l'hématite (Fe_2O_3) qui, lors de sa venue à la surface, se transforme rapidement

en une combinaison plus stable, la limonite

$$Fe_2O_3 + nH_2O \rightarrow \underset{\text{limonite}}{Fe_2O_3nH_2O}.$$

L'hydratation est observée aussi dans les silicates et les alumino-silicates, minéraux de composition et de structure plus complexes.

La dissolution et l'hydrolyse ont lieu lorsque l'eau et l'anhydrite carbonique exercent une action commune sur la roche.

L'eau est un agent chimique puissant, car elle est toujours plus ou moins dissociée en ions H′ et OH′. Les ions d'hydrogène jouent sous ce rapport le rôle principal. Plus leur concentration est élevée, plus l'eau est dissociée, et plus leur rôle d'agent d'altération est fort.

Le niveau de la dissociation de l'eau, et donc celui de la concentration des ions d'hydrogène, augmente avec la température. Quand celle-ci s'élève de 0 à 30°C, la dissociation passe du simple au double.

Si l'eau contient de l'anhydride carbonique libre, son pouvoir de dissociation s'élève considérablement de 300 fois et plus quand elle en est saturée.

La dissolution complète des minéraux par l'eau peut être observée dans les bancs de sel, de gypse, dans les calcaires, les dolomies et à un moindre degré, dans les marnes. Dans ces roches se forment des cavités et des cavernes karstiques (voir la description du karst dans le chapitre « Action géologique des eaux souterraines »).

Quand l'eau dissout les haloïdes, les sulfates et les carbonates, le minéral lui-même passe dans la solution et peut être libéré de nouveau si les conditions se modifient. Ainsi, l'eau enrichie par l'anhydride carbonique dissout les calcaires, mais en passant dans un milieu naturel caractérisé par d'autres conditions de température et de pression, elle donne avec une facilité relative un précipité sous forme de dépôt de carbonate de chaux.

L'eau et l'anhydride carbonique participent non seulement aux phénomènes de la dissolution, mais aussi à ceux plus complexes de l'hydrolyse, qui consiste dans la décomposition des minéraux et dans l'élimination de certains éléments. L'hydrolyse conduit à un réarrangement du réseau cristallin du minéral dont la composition en ions a été modifiée et peut même entraîner la destruction complète de celui-ci.

En guise d'exemple on peut citer la décomposition des silicates (des feldspaths notamment, minéraux les plus répandus dans les roches ignées). Ils se décomposent suivant le schéma :

$$\underset{\text{orthose}}{K[AlSi_3O_8]} + mCO_2 + nH_2O = \underset{\text{kaolin}}{Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]} + \underset{\text{geysérite (opale)}}{SiO_2nH_2O} + K_2CO_3.$$

Pour les autres alumino-silicates le déroulement de la réaction suit un processus identique. Le trait caractéristique de cette réaction

est l'élimination complète des cations K, Na, Ca qui, en interagissant avec l'anhydride carbonique, forment des solutions vraies que constituent les carbonates et les bicarbonates qui sont en fin de compte emportées par les eaux superficielles loin du lieu de leur formation.

Lors de la décomposition du minéral primaire, la silice est partiellement éliminée par l'anhydride carbonique et passe dans la solution ; une partie de la quantité dissoute est entraînée par les cours d'eau, ce qui est confirmé par la présence d'environ 11% de SiO_2 dans les dépôts solides des eaux fluviales. La majeure partie de la silice passe assez vite à l'état colloïdal et se dépose sur place sous forme d'opale ou de collogel de silice hydratée. Enfin, une partie de SiO_2 reste encore liée au kaolin. C'est ainsi que l'altération des roches ignées et métamorphiques riches en alumino-silicates (granites, gneiss, porphyres quartzeux, etc.) a donné naissance aux gisements de kaolin.

Bien que le kaolin soit un minéral assez stable dans les conditions de la surface terrestre, il ne constitue pas toujours l'aboutissement de l'hydrolyse des alumino-silicates. Si les conditions sont favorables, c'est-à-dire si l'humidité et la quantité d'anhydride carbonique sont suffisantes et si la température est assez élevée, la réaction se poursuit. Le phénomène est fort bien observé dans les pays tropicaux et subtropicaux. Les liens entre l'aluminium et la silice se relâchent et le kaolin se décompose totalement en donnant surtout des hydroxydes d'aluminium (composants de la bauxite) et de silice, qui sont les substances les plus stables de la partie superficielle de la croûte terrestre et qui forment par endroits des masses importantes. En gros, le phénomène de la décomposition des feldspaths sous l'action de H_2O et de CO_2 peut être représenté par le schéma suivant :

Feldspaths → Minéraux intermédiaires surtout micas hydratés → kaolin
- → opale
- → bauxite
- → carbonates et bicarbonates solubles de K, Na, Ca

Les minéraux ferro-magnésiens qui sont des ortho- et des méta-silicates (olivine, amphibole, augite) constituant près de 15% du volume des roches cristallines, se décomposent plus énergiquement que les alumino-silicates, surtout les feldspaths. C'est pourquoi les roches basiques et ultra-basiques sont plus facilement altérées et leur surface est souvent recouverte d'épais amas de produits se trouvant à divers niveaux de décomposition.

Là aussi l'eau et l'anhydride carbonique contribuent à l'élimination des cations et à la formation des carbonates solubles de Ca et de Mg. Le fer bivalent, qui entre dans la composition de ces minéraux, passe de l'état de protoxyde à celui d'oxyde en formant

des hydroxydes de fer (limonite) qui s'accumulent sous l'aspect d'amas de résidus d'altération. Lors de la décomposition du minéral primaire, la silice est entraînée partiellement dans la solution, alors qu'après l'altération, sa plus grande partie se dépose sur place sous forme de collogel de silice hydraté (opale).

La décomposition des minéraux ferro-magnésiens jusqu'aux sols résiduels mentionnés plus haut s'accompagne de la formation de plusieurs minéraux intermédiaires comme la montmorillonite, la beidellite ferrugineuse, les chlorites, etc., où le Si et le Fe constituent des composants notables.

Le schéma de la décomposition des minéraux ferro-magnésiens peut être représenté de la façon suivante:

Minéraux ferro-magnésiens (olivine, amphibole, augite, etc.) + eau + + anhydride carbonique → Minéraux intermédiaires (montmorillonite et beidellite ferrugineuse, etc.) → opale; → limonite; → sels solubles de Ca, Mg, partiellement de Fe

On voit donc que la décomposition des ortho et métasilicates se déroule identiquement à celle des alumino-silicates. Dans les deux cas, l'aboutissement de l'action chimique est la formation de combinaisons les plus stables à la surface de la Terre ayant la composition la plus simple: les hydrates de Al, Fe et Si.

La concentration élevée des hydroxydes de Al, de Fe et de Si dans les produits de la décomposition des roches résulte surtout de leur faible aptitude à donner des combinaisons solubles. Leur formation et leur accumulation en quantités notables à l'endroit de la décomposition n'est possible que dans certaines conditions, notamment sous le climat chaud et humide des régions tropicales et subtropicales, et quand la durée du phénomène se mesure à l'échelle des temps géologique. Sous un climat humide mais tempéré, même si le phénomène dure assez longtemps, il est peu probable qu'on puisse observer une décomposition complète des silicates et *à fortiori* des alumino-silicates avec formation de silice hydratée, d'aluminium et de fer. Sous un tel climat ce sont des minéraux argileux du type kaolinite, montmorillonite, etc., qui s'accumulent surtout à la surface des roches.

Dans les déserts et les régions subdésertiques les terrains rocheux sont souvent recouverts de croûtes brillantes noires ou brunes composées surtout d'oxydes de fer et de manganèse et connues sous le nom de *vernis du désert*. Leur formation est liée au phénomène d'insolation et à la présence d'eau dans la partie superficielle des roches. Ces dernières sont chauffées par les rayons solaires et l'eau s'évapore progressivement, alors que les sels dissous restent dans les pores. La capillarité attire à la surface de nouvelles quantités d'eau qui s'évaporent en laissant des sels. Ainsi, une croûte riche en sels de 1 à 2 mm d'épaisseur se constitue à la surface de la roche.

§ 4. Rôle des organismes dans l'altération chimique

Les organismes jouent un rôle important dans la décomposition chimique des minéraux et des roches. C'est l'académicien soviétique V. Vernadski qui traita pour la première fois du problème du rôle géologique des organismes dans toute son ampleur. Il a introduit la notion de matière vivante en tant qu'agent géologique permanent et s'est attaché particulièrement aux rapports entre les organismes et les autres agents extérieurs de la désagrégation et de la décomposition des roches.

Les idées énoncées par Vernadski ont été développées par l'académicien B. Polynov qui soulignait le rôle important des organismes comme agent d'altération des roches en considérant de nombreux produits de décomposition comme le résultat d'une activité biologique.

L'enveloppe terrestre dans laquelle vivent les organismes porte le nom de *biosphère*. Elle comprend une partie de la troposphère, de la lithosphère et tout l'océan. La limite inférieure de la biosphère des continents varie suivant les auteurs. V. Vernadski croyait qu'elle se situait au-dessus de la zone des vapeurs d'eau chaudes et où la température ne descend pas au-dessous de 100°. Pourtant, plusieurs chercheurs parmi lesquels B. Polynov tendent à limiter la biosphère à une profondeur bien inférieure, la réduisant à quelques dizaines de mètres; ils considèrent en effet que les micro-organismes découverts dans les couches pétrolifères et houillères, au-delà de 1 km de profondeur, n'ont qu'une importance locale, n'étant qu'un phénomène fortuit.

L'altération conditionnée par l'activité vitale des plantes et des animaux est fonction avant tout de la quantité des organismes peuplant les diverses zones. Elle est maximale dans les parties supérieures de l'hydrosphère et au contact de la lithosphère et de l'atmosphère et elle diminue assez brusquement dans le sens vertical. Les plantes vertes ne peuvent vivre que sous les rayons du Soleil et ne pénètrent dans la lithosphère que par leurs racines. Leur action sur les roches ne s'étend donc qu'à une faible profondeur. Quant aux micro-organismes multiples et variés, ils peuvent pénétrer à une profondeur plus grande (plus de 20 m).

Le rôle des organismes dans l'altération chimique consiste à puiser les divers éléments de la roche à l'état de décomposition et à éliminer pendant leur activité biochimique des substances variées y compris des acides humiques formés par la putréfaction des débris organiques (fig. 16).

Les plantes, en pénétrant par leurs racines dans les joints et les pores des roches, exercent sur ces dernières non seulement une action mécanique mais aussi une action chimique en les attaquant par les acides que dégagent les extrémités des radicelles. En même temps, en se nourrissant, les plantes enlèvent aux roches

leurs divers éléments minéraux (K, Ca, SiO_2, Mg, Na, P, S, Al, Fe, etc.).

La destruction des roches commence dès l'apparition à leur surface des premiers micro-organismes dont le rôle important dans l'altération des roches a été signalé il y a longtemps par l'académicien A. Vinogradov, puis confirmé par les travaux expérimentaux de B. Polynov et de ses élèves. Les micro-organismes sont les premiers agents de l'action biologique sur les roches, ce sont eux qui préparent le substratum assurant le développement ultérieur de la

Fig. 16. Lichens à la surface des roches nues

végétation qui, à son tour, contribue à activer la désagrégation des roches. Sous ce rapport on peut établir une certaine succession dans le peuplement des roches.

Les microbes et les algues vertes apparaissent d'abord en désagrégeant les roches, ils préparent le terrain à la flore microbienne (diatomées, champignons inférieurs), puis aux plantes lithophiles, lichens et mousses.

Cette flore primitive prépare l'occupation ultérieure des roches par les plantes supérieures et la faune associée. L'analyse des cendres des plantes lithophiles et, à plus forte raison, des plantes supérieures, montre qu'elles renferment toujours parmi leurs composants, de la silice et de l'alumine. On peut en conclure que même les plantes lithophiles primaires détruisent les liens solides existant entre la silice et l'alumine dans les réseaux structuraux des alumino-silicates.

L'action destructrice très énergique des plantes sur les roches a été mise en évidence par l'observation du comportement des cultures sur des plaques polies de marbre, de granite, de grès, de mica, etc.

Les acides humiques engendrés par la décomposition et la putréfaction des détritus contribuent aussi à la désagrégation des silicates et des alumino-silicates et en éliminent les cations. Ce sont des colloïdes très mobiles qui par leur présence élèvent la mobilité des éléments comme l'aluminium et le fer trivalent. En général, les combinaisons de fer trivalent et d'aluminium sont précipitées sans difficultés (par suite de leur faible mobilité) et en cas de présence d'acides humiques elles peuvent être emportées dans des solutions en quantités notables loin de l'emplacement de la roche attaquée.

Ajoutons encore l'importance de la production par les organismes des produits gazeux comme O et CO_2, dont l'action destructrice sur les roches a été signalée plus haut.

Un volume considérable d'oxygène libre, agent chimique très actif sur les continents et dans les couches superficielles des eaux océaniques, est produit par la végétation autotrophe. Presque toute la terre ferme est couverte de plantes vertes qui vivent aussi dans les couches superficielles des mers jusqu'aux profondeurs qu'atteignent les rayons solaires. C'est là que s'accomplit la réaction fondamentale de la biosphère, la photosynthèse de la matière organique effectuée au sein des grains de chlorophylle des plantes vertes qui consiste à produire des hydrocarbures à partir du gaz carbonique et de l'eau en dégageant de l'oxygène qui se diffuse sur des vastes espaces dans l'air et dans l'eau.

Il existe d'autres réactions qui peuvent s'accompagner d'un dégagement d'oxygène (réduction, action des rayons ultraviolets sur la vapeur d'eau et éventuellement sur l'anhydride carbonique dans les couches supérieures de l'atmosphère, action radio-active sur l'eau, etc.) ; toutefois, leur importance est infime par rapport à la photosynthèse. C'est pourquoi V. Vernadski considérait que la quasi totalité de l'oxygène libre de l'atmosphère était le produit de l'activité biologique.

Le gaz carbonique (CO_2) est fourni par des sources diverses. Il gagne l'atmosphère à partir des volcans et des fissures profondes (régions volcaniques), des émanations de gaz souterrains, des eaux de l'hydrosphère. Il faut également souligner l'importance de cette source inépuisable de CO_2 que constitue sur de vastes étendues de terre ferme la matière organique. Le gaz carbonique se forme à la suite de la combustion et de la putréfaction de cette matière organique, et il est également produit par la respiration des organismes.

Tout ce qui précède témoigne de l'importance des organismes et de leurs détritus dans le processus de l'altération chimique des roches.

§ 5. Phases et zonalité du processus d'altération

L'altération des roches donne naissance à deux groupes de *produits*: 1) *terrains de transport* et 2) *sols résiduels*; les premiers sont emportés ou déplacés à des distances variables alors que les seconds demeurent sur place.

Les sols résiduels ou produits de décomposition non déplacés constituent une formation continentale nommée *éluvion*.

Sa composition varie suivant la phase d'altération considérée. B. Polynov, I. Guinzbourg et d'autres chercheurs ont montré que l'altération s'effectue par phases auxquelles correspondent des produits d'altération bien déterminés.

La succession des phases d'altération se distingue particulièrement bien dans les roches ignées. B. Polynov a déterminé quatre phases principales d'altération des roches: 1) *altération détritique*; 2) *altération sialique* [1] *avec calcification*; 3) *altération sialique* [1] *acide*; 4) *allitisation*.

La *première phase*, *l'altération détritique*, est caractérisée par la prédominance de la désagrégation mécanique qui accumule les débris de roches de diverses grandeurs. La composition minéralogique durant cette phase ne varie pas ou subit des changements infimes.

Ce type d'éluvion est très répandu dans les pays de montagne jeune, dans les régions polaires et dans les déserts. Sous un climat humide et chaud cette phase est très courte et, l'altération chimique y étant plus importante que la désagrégation mécanique, la composition minéralogique des roches est modifiée.

La *deuxième phase*, l'altération *sialique avec calcification*, est le stade initial de l'altération chimique qui commence par la décomposition des alumino-silicates et des silicates avec élimination des cations. Les métaux alcalins et alcalino-terreux qui passent dans la solution conditionnent la réaction alcaline du milieu.

Dans ces conditions, il y a formation de minéraux argileux intermédiaires appartenant au groupe des montmorillonites et, en partie au groupe des hydromicas. C'est à ce stade que le sel $CaCO_3$ peu soluble s'accumule dans le sol; il est produit par l'interaction du calcium libéré pendant l'altération avec l'anhydride carbonique des solutions du sol. L'éluvion enrichie par le carbonate de chaux est dite calcifiée; on la rencontre le plus souvent sous un climat continental sec, sur des affleurements de roches ignées et métamorphiques.

La *troisième phase*, l'altération *sialique acide*, est caractérisée par la continuation du lessivage des cations, l'évacuation partielle de SiO_2 et la transformation du milieu alcalin en milieu acide. On observe la décomposition des minéraux intermédiaires tels que les montmorillonites et les hydromicas formés pendant la deuxième

[1] Le terme « sialique » provient des éléments Si et Al qui constituent une partie importante des composants minéraux formés pendant cette phase.

phase. Dans les conditions ainsi créées il se forme de nouveaux minéraux argileux appartenant au groupe kaolinique. La plus grande partie du calcium passant dans la solution est lessivée du sol. C'est pourquoi l'éluvion des roches ignées ne contient pas d'accumulations de $CaCO_3$. Les phénomènes de lessivage du $CaCO_3$ et partiellement du SiO_2 sont les plus accentués sous les climats humides et chauds où les précipitations atmosphériques très fortes assurent un lavage intense du sol.

Dans ces conditions, la deuxième phase d'altération est très courte et peu marquée.

La *quatrième phase*, *l'allitisation*, se caractérise par une décomposition encore plus poussée des minéraux argileux qui aboutit à

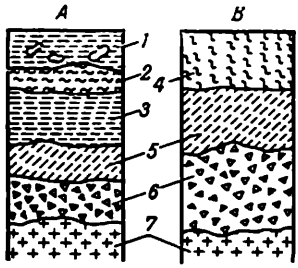


Fig. 17. Schéma de l'altération des granites dans les conditions d'un climat humide (A) et sec (B): *1* — latérite; *2* — kaolin et gibbsite; *3* — kaolin; *4* — monmorillonite; *5* — hydromicas; *6* — débris de granite; *7* — granite non altéré

la formation de combinaisons simples les plus stables à la surface de la Terre: les hydroxydes d'aluminium, de fer et de silicium qui ont l'aspect de minéraux colloïdaux typiques (constituants essentiels de la bauxite, minerai de fer, opale, etc.).

L'éluvion produite durant cette phase est dite *allitique*, car il s'y accumule de grandes quantités d'hydroxydes d'aluminium. Elle est surtout répandue sous le climat humide et chaud des tropiques et des subtropiques où elle est très épaisse. Sous ces latitudes l'éluvion est rouge vif à cause de la présence des hydroxydes de fer; c'est pourquoi on lui donne le nom de latérite (de *later*, brique). Les cuirasses latéritiques très anciennes sont souvent associées à des gisements de minerais de fer et même quelquefois de bauxite.

L'étude des phases de l'altération montre toute la complexité de ce phénomène qui varie suivant les zones climatiques quant à sa durée et ses résultats. Ainsi, dans les régions désertiques, l'altération se limite le plus souvent à la phase détritique, parfois elle se poursuit jusqu'à la phase de décomposition sialique avec calcification, tandis que sous un climat humide subtropical l'altération atteint la dernière phase, d'allitisation. Cette diversité dans le dé-

roulement du processus d'altération sous des climats différents est schématisée sur les fig. 17 et 18.

Souvent le processus d'altération exerce une action sélective, surtout quand il s'attaque à des roches d'une dureté différente. Celles

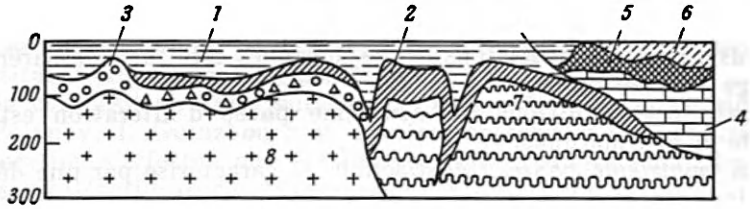


Fig. 18. Vieille régolite recouvrant les granites de l'Oural: *1* — kaolin; *2* — hydromicas; *3* — arène; *4* — calcaire; *5* — quartzite; *6* — marchalite; *7* — schiste; *8* — granite

qui sont moins résistantes se désagrègent plus vite et donnent naissance à une éluvion plus épaisse que les roches dures. C'est pourquoi la limite inférieure de l'éluvion est très irrégulière. Parfois, il se forme dans la roche en place attaquée par l'altération des trous profonds de plusieurs dizaines de mètres remplis de produits de désagrégation. La différence de résistance des roches s'exprime dans le modelé du terrain. Les roches plus compactes et plus résistantes sont dégagées, mises en saillies, alors que les roches de moindre consistance occupent les dépressions du terrain. Quelquefois, des remplissages de roches compactes se détachent au-dessus de la surface en formant des murs massifs appelés dykes. Si des minéraux utiles sont associés à ces roches filoniennes, leur recherche est facilitée, car l'altération les a mis en relief. D'autre part, si le filon lui-même a été attaqué, les minéraux qui le constituent se décomposent en éléments triés suivant leur dureté, leur densité relative et la grosseur de leurs grains. Ces processus peuvent aboutir à l'enrichissement des produits de désagrégation par tel ou tel minéral utile.

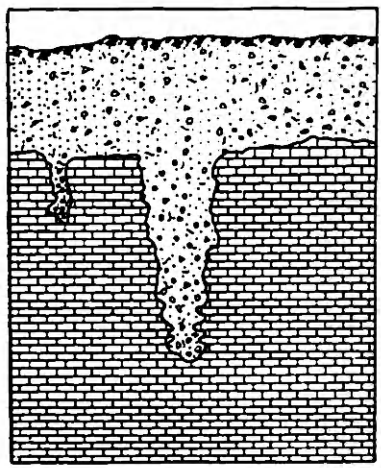


Fig. 19. Limite inférieure de l'éluvion. Il se forme des trous profonds aux endroits où la roche est fissurée

La désagrégation des roches homogènes est également sélective notamment lorsque leur fissuration est différente. Aux endroits où la roche est la plus fissurée, il se forme des trous (fig. 19) de différentes dimensions.

§ 6. Manteau de débris superficiel

La partie externe de la lithosphère formée de dépôts meubles, produits non déplacés de la désagrégation des roches sous-jacentes est appelée *manteau de débris superficiel* (régolite).

Son épaisseur varie de fractions de mètre à 100 m et plus, suivant :

1) les conditions climatiques ;
2) le relief ;
3) la nature, l'intensité et la durée de l'altération ;
4) la composition des roches attaquées. Le manteau de débris superficiel atteint son épaisseur maximale sous les tropiques et les subtropiques, sur les roches ignées, c'est-à-dire dans les régions à température et humidité élevées où croît une végétation luxuriante productrice d'oxygène et d'anhydride carbonique.

Il faut noter que certains chercheurs attribuent à l'expression «manteau de débris» un sens plus large, désignant ainsi toute la partie de la lithosphère qui se trouve au-dessus de la nappe phréatique, car c'est la zone où les conditions sont les plus favorables à l'altération ; les roches y sont périodiquement humectées par les eaux atmosphériques d'infiltration, tandis que dans les pores et les vides de ces roches circule un air enrichi d'anhydride carbonique, combinaison chimiquement très active. Pourtant, la conception de B. Polynov est, sans doute, plus juste : il différencie le manteau de débris formé par les résidus meubles de la roche de la zone d'altération, c'est-à-dire de la partie de la lithosphère où sont réalisées les conditions de l'altération et où les agents (air atmosphérique, eau, etc.) exercent leur action sur les roches.

L'étude du manteau de débris présente un grand intérêt théorique et pratique. Les formations de débris superficielles anciennes ou récentes occupent de vastes territoires et atteignent par endroits de grandes épaisseurs. A partir de la composition de l'éluvion on peut reconstituer l'évolution des roches, établir les diverses phases de l'altération ainsi que les conditions climatiques qui les ont suscitées, etc.

L'altération est un processus universel de la géodynamique externe, elle est la cause principale de la formation de matériaux détritiques et des substances solubles entrant dans la composition des roches sédimentaires.

Les produits de désagrégation peuvent se déplacer sous l'effet de la pesanteur ou d'autres forces (précipitations atmosphériques, ruissellement, cours d'eau, glaciers, vent). Le rôle des cours d'eau est particulièrement important sous ce rapport.

Le manteau de débris est la partie de la lithosphère dans laquelle s'organise la circulation souterraine et où se forment les roches et les minéraux nouveaux. C'est sur le manteau de débris que l'homme travaille à la construction de grands ouvrages hydrauliques, de

canaux, d'entreprises industrielles, de routes et de chemins de fer, etc. Il constitue la réserve naturelle de minéraux utiles (fer, manganèse, aluminium, nickel, plomb et zinc, argiles réfractaires, etc.). Les dépôts éluviaux dont les roches sous-jacentes contiennent du platine, de l'or ou des diamants, sont enrichis en métal et se transforment en éluvions aurifères, platinifères, diamantifères, etc. Dans la couche supérieure du manteau de débris il se forme également un autre corps naturel qui porte le nom de sol.

D'autre part, l'altération est un facteur important du modelé du terrain. Toutefois, dans l'orientation générale du phénomène aboutissant à l'aplanissement et au nivellement du relief, un rôle important revient au facteur temps. Plus la durée de l'altération et de l'évacuation des produits de désagrégation est grande, plus l'effet résultant est considérable.

Tout ce qui précède montre l'importance dans la nature du phénomène d'altération et souligne le grand intérêt que présente l'étude du manteau de débris superficiel pour le géologue et le géomorphologue, l'hydrogéologue et l'ingénieur-géologue, le géochimiste et le pédologue, ainsi que pour les spécialistes s'intéressant aux minéraux utiles.

§ 7. Les sols et leur formation

Les phénomènes de formation des sols sont étroitement liés aux processus d'altération se déroulant dans la partie la plus externe de l'écorce terrestre. Les notions fondamentales sur les sols et leur formation ont été formulées par les savants russes éminents V. Dokoutchaïev, P. Kostytchev, etc. Les notions de sol et de fertilité du sol sont inséparables. Le sol occupe une place bien déterminée à la surface de la terre : c'est la partie meuble de la couche supérieure du manteau de débris, riche en organismes vivants et surtout en plantes. Il est le résultat de l'action simultanée de deux processus, l'altération des roches et la formation des sols proprement dite. Le sol comporte donc deux composantes essentielles : a) la matière minérale meuble et b) les matières organiques.

Formation des sols. Plusieurs facteurs contribuent à l'élaboration des sols. V. Dokoutchaïev en distingue cinq :

1) la roche-mère sur laquelle le sol se développe ;
2) les organismes végétaux et animaux ;
3) le climat ;
4) l'âge ;
5) le relief.

Mais le facteur dominant de ce processus complexe est l'action biologique, surtout celle de la végétation. C'est pourquoi la formation des sols est la plus intense dans la zone d'action des systèmes radiculaires et de circulation des substances élaborées durant l'activité vitale des organismes.

La plus grande partie de la matière organique du sol est constituée par les restes des plantes vertes à chlorophylle (Angiospermes, Gymnospermes et Ptéridophytes). Les résidus des racines jouent aussi sous ce rapport un rôle important, surtout dans les régions où prédominent les espèces herbacées.

L'activité biochimique des plantes consiste dans le fait que, d'une part, elles retirent de la roche-mère les matières minérales et l'eau, éléments nutritifs indispensables, et que d'autre part, elles accumulent dans le sol en mourant de la matière organique. Ainsi, la nature est le théâtre d'un mouvement ininterrompu de matières depuis les plantes vers le sol, mais des matières de qualité différente. La matière organique morte est ensuite décomposée en subissant une série de transformations biochimiques complexes. La faune variée vivant dans le sol prend également part à cette décomposition. Les animaux fouisseurs effectuent un grand travail mécanique. Ils ameublissent le sol, contribuant au mélange des particules minérales avec les débris transformés des végétaux et assurant à l'air et à l'eau un accès plus facile. Les phénomènes chimiques sont ainsi intensifiés et la décomposition de la matière organique accélérée. Une autre source de modifications biochimiques est la consommation par les animaux de débris végétaux. Toutefois, le rôle principal dans ces transformations revient aux différents organismes microscopiques (bactéries et champignons) qui vivent en grand nombre dans l'air, l'eau et le sol dans les conditions les plus diverses.

La décomposition de la substance organique aboutit à deux types de combinaisons: combinaisons simples (CO_2, H_2O, NH_3) et nitrates, sulfates, etc. (par suite de la minéralisation) et combinaisons nouvelles, plus stables. Cet ensemble relativement stable de composés organiques de couleur brune ou noire, qui s'accumule dans le sol après la décomposition biochimique des substances organiques primitives par les micro-organismes, porte le nom d'*humus*. C'est le facteur essentiel de la fertilité des sols. Une décomposition rapide et totale des restes organiques fournit seulement des corps simples (minéralisation complète), alors que l'humus ne s'accumule que si la décomposition est incomplète (humification).

L'intensité de la décomposition est régie entre autres par la température, l'humidité, l'aération des sols, les conditions chimiques du milieu. 85 à 90 % de l'humus sont constitués par les matières humiques (combinaisons spécifiques à micelles ou agrégats complexes de molécules) composées de l'humine, insoluble dans les alcalis et des acides solubles, humique et fulvique (crénique et apocrénique). Le reste est formé par des albumines, des hydrocarbures, des acides organiques, des graisses, de la cire, des résines et d'autres composés organiques faisant partie des tissus végétaux et animaux, et des produits de leur décomposition.

La qualité et la quantité de l'humus dépendent des formes végétales qui lui ont donné naissance et de la nature des phénomènes

biochimiques. Nous touchons là au problème du rôle du climat dans le processus de formation des sols. Les précipitations atmosphériques et la température jouent sous ce rapport un rôle capital, car elles conditionnent l'intensité de l'altération qui fournit la partie minérale du sol et président au développement de telle ou telle couverture végétale.

L'eau est aussi un facteur très important de l'évolution du profil du sol, car elle fait passer dans la solution une partie des substances composant le sol. Les matières dissoutes peuvent être entraînées vers le bas par l'eau puis si en chemin les conditions sont favorables, passer de nouveau à l'état solide par cristallisation ou coagulation. Elles peuvent également remonter vers la surface par capillarité. C'est ainsi que certains horizons sont graduellement appauvris en matières dissoutes, tandis que d'autres en sont enrichis.

Quand le mouvement des matières est dirigé essentiellement vers le bas, on distingue dans le profil du sol plusieurs horizons génétiques, le plus souvent trois:

1) A_1 — *d'accumulation humique*, couche superficielle où, malgré le lessivage, le phénomène dominant est l'accumulation de l'humus;

2) A_2 — *éluvial* (horizon de lessivage) sous-jacent au précédent et caractérisé surtout par l'entraînement des matières vers le bas;

3) B — *illuvial*, aboutissement du transport des matières conduisant à l'accumulation des substances lavées des horizons supérieurs.

L'horizon illuvial repose sur la roche qui n'est pas altérée par le processus de formation des sols. Elle est généralement appelée roche-mère (parce qu'elle est à la base de l'élaboration de la partie minérale du sol); on la désigne par le symbole C.

Ces horizons varient plus ou moins nettement dans les différents types de sols suivant le degré de l'évolution du sol et les particularités de sa composition.

§ 8. Sols zonaux de l'U.R.S.S.

Comme il a été indiqué plus haut, l'élaboration des sols est déterminée par tout un ensemble de facteurs dont l'interaction règle le processus de formation des sols. Les plus importants de ces facteurs sont la végétation et le climat. Or, l'action du climat se manifeste surtout par l'intermédiaire des végétaux. A mesure que l'on se déplace des pôles vers l'équateur le climat et la végétation changent progressivement en obéissant à certaines lois. Les sols se transforment en conséquence et leurs types se répartissent en zones très vastes qui se succèdent suivant les latitudes.

La loi de zonalité a été énoncée pour la première fois par V. Dokoutchaïev à la fin du XIXe siècle et a joué un grand rôle dans l'établissement des principes régissant les phénomènes naturels (altération des roches, genèse des eaux souterraines, processus de formation des sols, etc.).

Dans les plaines les sols obéissent à une zonalité horizontale (sols zonaux) (fig. 20), dans les régions de montagnes, à une zonalité verticale (sols orogéniques), dans les deux cas la répartition correspond à la modification du climat et de la végétation.

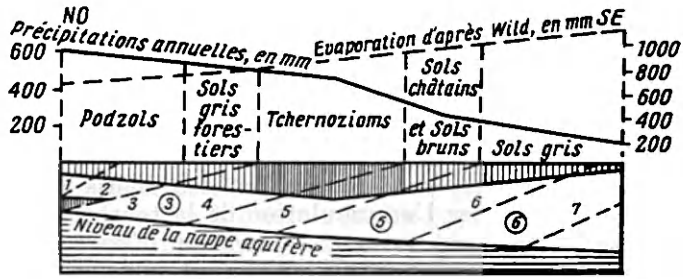


Fig. 20. Schéma de la formation des sols sur les territoires de la partie européenne de l'U.R.S.S. (d'après Zakharov). Lois d'évolution: la hauteur de précipitations annuelles diminue du Nord-Ouest vers le Sud-Est, l'évaporation annuelle augmentant; la profondeur de la nappe aquifère et la minéralisation des eaux souterraines s'accroissent. *1* — lessivage de l'humus; *2* — accumulation de l'humus; *3* — lessivage de R_2O_3, encerclé — accumulation de R_2O_3; *4* — lixiviation de $CaCO_3$, *5*—lixiviation de $CaSO_4$, encerclé— les concrétions de $CaCO_3$; *6* — lessivage de NaCl— Na_2SO_4; *7* — précipitation des sels solubles

Sur le territoire de l'U.R.S.S. on relève plusieurs types de sols dont la description est donnée ci-dessous [1].

1) Sols des toundras et des toundras boisées.
2) Podzols et sols podzoliques bruns sous végétation herbacée.
3) Sols gris forestiers et sols noirs dégradés (tchernozioms) des steppes boisées.
4) Tchernozioms des steppes à Graminées.
5) Sols châtains et sols bruns des steppes subdésertiques.
6) Sols gris des steppes désertiques et des déserts.
7) Solonetz et solontchaks (groupes intrazonaux).
8) Sols rouges et jaunes des régions subtropicales humides.

Les *sols des toundras et des toundras boisées* s'étendent sur une bande longeant le littoral de l'océan Glacial Arctique depuis la presqu'île de Kola jusqu'au détroit de Béring et couvrent environ 7,6% de la superficie de l'U.R.S.S.

La température moyenne annuelle dans la toundra de la partie européenne de l'U.R.S.S. est de —0,2 à —4,4°, dans la partie asiatique, de —9 à —14°, alors que la température moyenne de janvier est

[1] Pour abréger l'exposé, certains types intermédiaires ont été regroupés ou omis.

de —40,9°. La saison où les froids ne sévissent pas ne dure que près de trois mois seulement. La hauteur des précipitations ne dépasse pas 250 à 300 mm/an ; pour de basses températures et une évaporation faible cela suffit amplement pour saturer et même sursaturer les roches superficielles, ce qui peut conduire à la formation des marais. La toundra est caractérisée par l'existence de pergélisols, terrains gelés en permanence (ayant une température négative) depuis des dizaines et des centaines de milliers d'années. La végétation de la toundra est composée de lichens (sur sol sableux et pierreux), de mousses, de buissons nains (airelle des marais, raisins d'ours, faux mûrier).

A basse température la décomposition des débris végétaux est très lente, ce qui favorise l'accumulation de la tourbe.

Tous ces éléments contribuent à la création d'un sol caractéristique dont la teneur en humus, ordinairement acide semi-tourbeux, varie de 1 à 3 %. L'épaisseur des sols des toundras est en général faible (20 à 30 cm).

Les podzols et les sols podzoliques bruns sous végétation herbacée occupent la plus grande superficie de l'U.R.S.S., plus de 50 % de tout le territoire. C'est la zone des forêts s'étendant au Sud de la toundra et dont la limite méridionale d'extension passe par Kiev au Sud et par Sverdlovsk au Nord-Est. Les températures moyennes annuelles de la partie européenne de cette zone varient de 7 à 0,8°. alors que la moyenne de janvier est de —2,7 à —16,2°. La moyenne annuelle des précipitations est de 500 à 600 mm/an avec un maximum en été.

Le caractère de la végétation change du Nord au Sud. Au Nord dominent les conifères (taïga), au Sud, les forêts mixtes (conifères et feuillues). Dans les vallées des fleuves on rencontre par endroit une végétation de prairies herbeuses ou de prairies marécageuses. La podzolisation a lieu sous le couvert d'une végétation forestière. Comme on le sait, les forêts ne dépérissent pas tout à fait chaque année. Le sol ne reçoit que les feuilles, les aiguilles, les brindilles mortes formant la litière forestière qui est rapidement décomposée par les champignons du sol. Les précipitations atmosphériques étant supérieures à l'évaporation (humidité excédentaire), un courant d'eau descendant s'établit et les substances dissoutes sont évacuées en profondeur. Les modifications chimiques complexes et le lavage par l'eau enrichissent les couches sous-jacentes en combinaisons peu solubles de fer trivalent, de manganèse et d'aluminium qui forment un banc illuvial compact. Le processus de podzolisation enrichit constamment les horizons supérieurs de silice se présentant sous forme d'une masse amorphe et poudreuse qui donne aux podzols leur teinte blanchâtre et conditionne l'absence de structure nette. La podzolisation conduit donc à une dégradation poussée de la matière organique et des composants minéraux du sol. Dans les podzols types, les horizons génétiques sont très nets : A_0 — litière

forestière brune; A_1 — horizon d'accumulation humique brun ou gris à faible teneur en humus (1 à 4 %); A_2 — horizon éluvial podzolizé blanchâtre ou grisâtre, formé surtout de grains de quartz fin; B — horizon illuvial, brun ou rouge par suite de l'accumulation des combinaisons de fer, d'aluminium et de manganèse lessivées à partir des horizons supérieurs.

Les podzols sont peu fertiles et exigent un amendement spécial.

La *formation des sols forestiers sous végétation herbeuse* s'effectue lorsque prédominent les espèces herbacées qui, à la différence des arbres, dépérissent chaque année au début de l'hiver. Les matières organiques accumulées pendant l'été n'ont pas le temps de se décomposer complètement et chaque année une partie notable des débris organiques se conserve à l'état peu décomposé.

Un humus amorphe s'accumule progressivement dans la litière, conditionnant la formation d'une structure en mottes stable favorable à la poussée des herbes. C'est ainsi que se développent dans cette zone forestière les sols bruns sous végétation herbacée. Ils comportent un horizon d'accumulation humique dont le degré de développement est très variable.

Les sols gris forestiers sont associés à la zone des steppes boisées qui couvrent une large bande s'étendant des hauteurs Volyno-Podolskaïa et de la région du Dniestr en Ukraine, aux hauteurs dominant la rive droite de la Volga, en passant par le bombement de la Russie centrale et de la région de la Volga. A l'Est de l'Oural, la steppe boisée occupe des grandes surfaces dans la dépression de la Sibérie occidentale et dans certaines régions de la Sibérie orientale.

Cette zone est caractérisée par l'alternance des prairies ou des steppes à Graminées et des forêts d'arbres à feuilles caduques, ce qui conditionne l'hétérogénéité de la distribution des sols. Les sols gris forestiers, qui s'étendent sur plus de 3 % du territoire de l'U.R.S.S., alternent avec des sols noirs décalcifiés et même avec les terres fortes des tchernozioms; c'est le type intermédiaire entre les sols podzoliques forestiers et les sols noirs (tchernozioms) des steppes. Leur fertilité est plus élevée que celle des podzols, mais inférieure à celle des tchernozioms types des steppes à Graminées.

Du point de vue de la mise en valeur agricole, la zone des steppes boisées vient après la zone des sols noirs des steppes.

Les *sols noirs (tchernozioms) des steppes à Graminées* se distinguent par leur grande fertilité; ils occupent une large bande d'environ 1 430 000 km² et dans les limites de la zone des steppes boisées, ils s'étendent sur près de 474 000 km². Au total ils constituent 8,6 % du territoire de l'U.R.S.S., soit plus de 48 % de la superficie totale des tchernozioms dans le monde entier.

La zone des tchernozioms part de la dépression de la mer Noire, passe par la ligne de partage des eaux du Don et d Donetz, les parties méridionales des bombements de la Russie ce trale et de la

région de la Volga, puis se dirige vers Obchtchi Syrt, se prolongeant vers la partie méridionale de la dépression de la Sibérie occidentale.

Les sols noirs très fertiles se rencontrent également sur les hauteurs de la région d'Azov et dans la Ciscaucasie (Stavropol, Kouban).

Le relief de la zone steppique est surtout modelé en plaine ou en terrain faiblement vallonné. Son climat est sec en général avec un long été chaud. La somme des précipitations annuelles varie de 500 mm à l'Ouest à 300 mm à l'Est (Sibérie), et de 500 mm au Nord à 300-350 mm au Sud. Le maximum des précipitations est enregistré en été. Comme l'évaporation est intense, la quantité d'eau infiltrée dans le sol est faible, et ce n'est que les substances les plus solubles qui sont enlevées aux horizons supérieurs. Le sol est donc faiblement lessivé et il contient beaucoup de substances minérales.

La végétation de la steppe est surtout constituée d'espèces vivaces parmi lesquelles dominent les Graminées et les Légumineuses. La matière organique accumulée par suite du dépérissement annuel des parties aériennes des plantes et partiellement de leur système radiculaire, subit des transformations biochimiques dues à l'activité des micro-organismes qui a lieu surtout en été.

Dans le sol des steppes, cette limitation de la durée des phénomènes biochimiques est à l'origine de l'accumulation des produits d'une décomposition incomplète des débris organiques. C'est pourquoi les tchernozioms sont si riches en humus qui leur donne leur teinte noire. D'après leur teneur en humus ces sols peuvent être classés en pauvres (moins de 6 %), moyennement pourvus (7-9 %) et riches en humus (plus de 10 %). La répartition de ces sous-types de tchernozioms est déterminée par les particularités du climat et la distribution des formes végétales.

Les tchernozioms types comportent trois horizons génétiques principaux, A, B et C, qui passent progressivement de l'un à l'autre. L'horizon A dont l'épaisseur dans les terres fortes atteint 55 à 60 cm est noir, meuble, à structure granulaire très nette ; l'horizon B épais de 60 à 65 cm est gris-brun, d'une structure grumeleuse. La fertilité de ces sols explique l'intensité de leur exploitation agricole en U.R.S.S. La zone des sols à tchernoziom en effet est le grenier du pays.

Les sols châtains et les sols bruns des steppes subdésertiques sont les plus répandus au Sud-Est de la partie européenne de l'U.R.S.S. (régions de Volgograd, d'Astrakhan, partiellement de Saratov et de Rostov), dans la R.S.S. du Kazakhstan et dans la steppe de Koulounda du territoire de l'Altaï, dans l'Obchtchi Syrt, dans la dépression Caspienne à drainage aréique.

Ces régions de steppes sont caractérisées par un climat continental chaud et sec. Les précipitations annuelles ne dépassent pas 250-300 mm et tombent en grande partie en été. L'intensité de l'évaporation atteint ici plus de 1 000 mm par an. La couche de neige est peu épaisse et très instable. C'est la zone où soufflent également

des vents très forts, les soukhovéi qui dessèchent le sol et dépriment la végétation. La décomposition de la matière organique et l'accumulation de l'humus dans le sol sont ici moins intenses que pour les tchernozioms, d'où une teinte brune ou châtain.

D'après leur teneur en humus et la couleur, les sols châtain et brun peuvent être groupés en sous-types:

1) châtain foncé (4 à 5 % d'humus);
2) châtain (3 à 4 %);
3) châtain clair (2 à 3 %);
4) brun (environ 2 %).

La teneur en humus est une caractéristique du degré de fertilité de ces sols.

Les sols gris des steppes désertiques et des déserts. Ces sols sont surtout répandus dans les régions subdésertiques et désertiques de l'Asie centrale. La superficie totale de cette zone est d'environ 10 % du territoire de l'U.R.S.S. Elle est caractérisée par de faibles précipitations atmosphériques (100-150 mm/an) et par un été très sec et chaud. La température moyenne de l'air est de 13 à 17°, avec un maximum d'été de plus de 40°. L'évaporation à la surface de l'eau peut atteindre 1 500 mm. La végétation de cette zone n'est pas continue et n'est représentée que par des buissons isolés assez espacés les uns des autres. Le processus de formation des sols est très peu marqué. La teneur en humus ne dépasse pas 1 à 1,5 %. L'horizon humique gris clair est de 10 à 16 cm.

Les *solonetz et* les *solontchaks* (sols salins) se situent dans les régions au climat aride des zones déjà examinées.

Ces sols se caractérisent par une accumulation de grandes quantités de sels facilement solubles (sels de potassium, surtout chlorures, sulfures et carbonates) soit près de la surface (solontchaks), soit à une faible profondeur (20-50 cm) (solonetz).

Leur formation est étroitement liée à la salure des sols qui est due surtout aux eaux souterraines et superficielles. Si le niveau des eaux souterraines se trouve à une faible profondeur (jusqu'à 2-3 m), elles remontent par capillarité près de la surface. Sous un climat sec et chaud elles s'évaporent intensément, les sels qui y sont dissous restant dans le sol.

Les sols rouges et jaunes des régions subtropicales existent dans le Sud de l'U.R.S.S., en Crimée, sur la côte caucasienne de la mer Noire où le climat est chaud et humide. La hauteur des précipitations s'élève ici de 2 500 à 3 000 mm par an et même atteint certaines années 4 000 mm. La température moyenne annuelle est de 13,5 à 14,5°, la moyenne de janvier est de 5,5 à 7°; l'hiver est donc pratiquement inexistant. Ces conditions favorisent le développement d'une végétation subtropicale à arbres très abondante. La désagrégation des roches est particulièrement intense et elle dure toute l'année à la différence des zones de climat tempéré. Ces processus aboutissent à la décomposition complète des silicates et des alumino-

silicates complexes et à l'accumulation dans le manteau de débris et dans le sol des sesquioxydes de fer et d'aluminium, combinaisons qui donnent aux sols une teinte rouge caractéristique (brique, ocre, parfois rouge vif).

Les sols jaunes, d'après D. Vilenski, proviennent d'une décomposition très faible. Ils sont répandus dans la R.S.S.A. d'Abkhazie et sur la côte de la Caspienne, à Talych dans la R.S.S. d'Azerbaïdjan.

Les sols rouges ont une grande importance pour l'agriculture. Après amendement par des engrais appropriés, ils deviennent très fertiles. Sur la côte de la mer Noire on cultive des plantes subtropicales: théier, agrumes (mandarines, oranges, citrons), des plantes à parfums, etc.

Ainsi, sur le territoire de l'Union Soviétique, la répartition des sols en zones latitudinales se succédant graduellement du Nord au Sud, constitue un phénomène régulier, reflétant suffisamment bien les conditions naturelles de formation des sols correspondants (climat, végétation, relief et autres facteurs).

CHAPITRE 5

Action géologique du vent

§ 1. Notions fondamentales

L'activité du vent se manifeste dans diverses zones climatiques, mais surtout dans les zones arides, c'est-à-dire celles où prédominent les phénomènes suivants : 1) forte amplitude de la température diurne conditionnant l'intensité de la désagrégation mécanique ; 2) précipitations peu abondantes (moins de 200-250 mm/an), rares et irréguilières, en général sous forme d'averses ; 3) évaporation de 5 à 15 fois plus élevée que la quantité des précipitations ; 4) végétation rare ou totalement absente ; 5) vents fréquents et très forts et 6) existence de matériau pouvant être déplacé par le vent. Ces caractéristiques sont propres aux déserts et partiellement aux régions subdésertiques qui couvrent plus de 20 % de la surface des continents. Les déserts occupent des étendues particulièrement vastes en Asie, en Afrique et en Australie ; par contre, ils sont beaucoup moins importants en Europe et en Amérique.

L'activité du vent se manifeste aussi sur les rivages de sable des mers, des lacs et des fleuves (dans diverses zones climatiques) lorsque la végétation est très clairsemée ou absente. A l'intérieur des continents, dans les régions au climat humide, le sol est protégé contre les variations brutales de température qui provoquent la désagrégation mécanique, et contre le travail du vent, par une couverture végétale continue et l'action agglutinante de l'eau. L'érosion éolienne ne s'exerce dans ce cas que sur des secteurs très restreints.

L'action du vent se manifeste par un ensemble de phénomènes : *déflation* (ablation et dispersion), *corrasion* (usure par criblage), *transport* et *accumulation*. Dans les conditions naturelles, toutes les formes d'action du vent sont étroitement liées, s'exercent simultanément et ne représentent au fond qu'un phénomène unique et complexe. On peut signaler seulement la forme prédominante de l'action du vent dans telle ou telle région.

Les régions désertiques où le rôle capital revient à la déflation se situent dans la partie d'où soufflent les vents dominants. Elles voisinent avec les espaces couverts de sable dont le modelé résulte de l'action simultanée de la déflation et de l'accumulation. Enfin, dans les zones périphériques où le vent est freiné ou s'adoucit,

domine le processus d'accumulation. Dans tous les cas il y a transport des particules.

Dans les Kara-Koum, d'après l'explorateur B. Fédorovitch, la déflation est la plus importante dans la partie méridionale de la région qui porte le nom de Kara-Koum Zaoungouzskié. Puis viennent les Kara-Koum de dépressions avec un relief de dunes complexe dont le modelé est déterminé d'une part par la déflation des sables depuis les cuvettes et les autres zones déprimées et, d'autre part, par l'accumulation de ceux-ci sur les élévations de terrain. Dans la partie méridionale des Kara-Koum prédominent les processus d'accumulation.

Toutes les formes d'action du vent sont réunies sous la dénomination de « phénomènes éoliens ». On qualifie également d'« éoliens » les sédiments résultant de l'accumulation éolienne, ainsi que les formes correspondantes du relief (barkhanes, dunes, monticules de sable, etc.).

§ 2. Déflation

On nomme déflation le balayage ou l'enlèvement par le vent des particules de roches (du mot latin *flatus* qui signifie « souffle »). Dans les régions désertiques les filets d'air pénètrent dans toutes les fissures des roches dures et balaient les produits meubles de la désagrégation (fig. 21). C'est pourquoi les fissures sont ici presque toujours béantes, à la différence des zones tempérées où elles sont d'habitude remplies de matériaux relativement humides et fins. Ces ouvertures contribuent à l'intensification de la désagrégation mécanique et à l'ablation par le vent de nouvelles portions de matériaux détritiques. L'action commune de l'altération des roches et du travail du vent élargit les fissures et donne aux rochers des formes façonnées caractéristiques: tours, colonnes, obélisques. Si le vent use la roche en s'attaquant à des fissures horizontales, on observe des rochers dits « branlants ».

Sur les pentes raides constituées par des roches de différente résistance, la désagrégation mécanique et le travail du vent ont un caractère sélectif. Des saillies ou des corniches correspondant aux bancs durs alternent avec des alvéoles creusées dans les roches tendres ou mal cimentées (fig. 22, 23). Parfois, ces alvéoles de déflation pénètrent profondément dans la paroi abrupte de la roche (fig. 24).

En 1906, l'académicien V. Obroutchev découvrit au pied de la chaîne de Kara-Arat dans la Djoungarie chinoise voisine du Kazakhstan oriental toute une « ville éolienne » constituée par un enchevêtrement de formes les plus fantastiques; cet ensemble a été dégagé par la désagrégation aride, la déflation et la corrasion dans les grès continentaux du Secondaire et les argiles panachées. Les noms que leur a donnés V. Obroutchev (« Château du khan », « Tour ronde », « Monument », « Tour de la sorcière », « Enclume », «Sphinx »,

« Oiseau ») reflètent le caractère insolite de ces formes. « Nous croyions, écrit Obroutchev, que nous nous trouvions parmi les ruines d'une ville ancienne. Nous avions l'impression de nous déplacer dans des rues bordées de constructions massives de style oriental avec des corniches et des colonnes, mais sans fenêtres. Tantôt une aiguille pointait à plusieurs mètres au-dessus d'un édifice; tantôt c'était deux tours, l'une un peu plus haute que l'autre, surplombant un

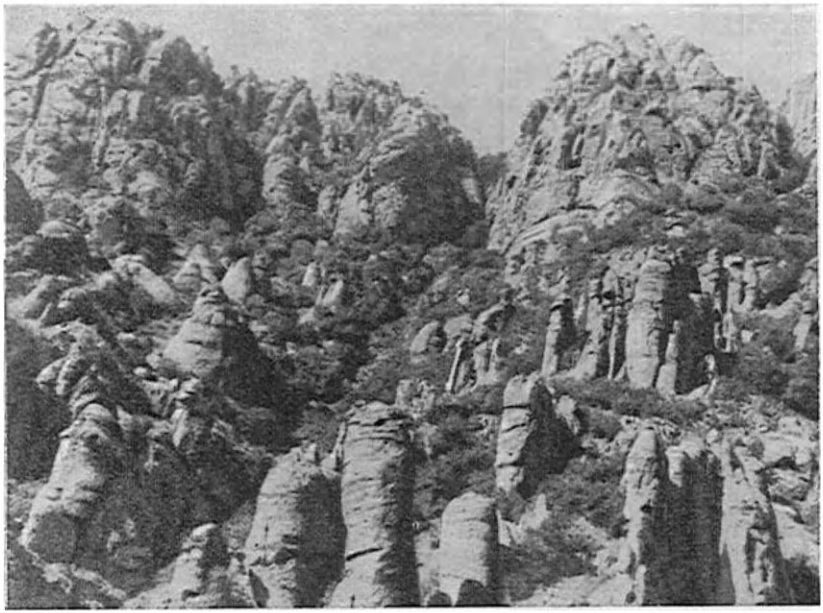


Fig. 21. Formes dues à la désagrégation et à la déflation. Mont Démerdji (Crimée)

ensemble unique. Voici une colonne élancée couronnée d'un entablement ayant la forme de la tête d'un lézard sur un corps de dinosaure. Là, à l'écart, une tour massive qui s'amincit vers le haut et prend l'aspect d'une tête couverte d'un bonnet ou d'une femme à genoux portant une robe large. Voici le buste d'un homme casqué. Plus loin, des tours rondes de diverses grandeurs. En voici une près d'un sphinx placé sur un socle élevé... »

L. Berg a décrit les obélisques d'une forme très particulière qu'il a découverts dans les grès ferrugineux du littoral septentrional de la mer d'Aral; des formes analogues se rencontrent également dans les régions des piémonts de l'Asie centrale.

La déflation débarrasse peu à peu la surface des déserts couverts de matériau détritique, des poussières et du sable et ne laisse sur

Fig. 22. Formes résultant de la désagrégation et de la déflation des dépôts calcaires de Manguychlak

Fig. 23. Formes résultant de la déflation et de la désagrégation des grès calcaires constituant le versant méridional du Tian-Chan situé au Nord de la ville de Kachgar

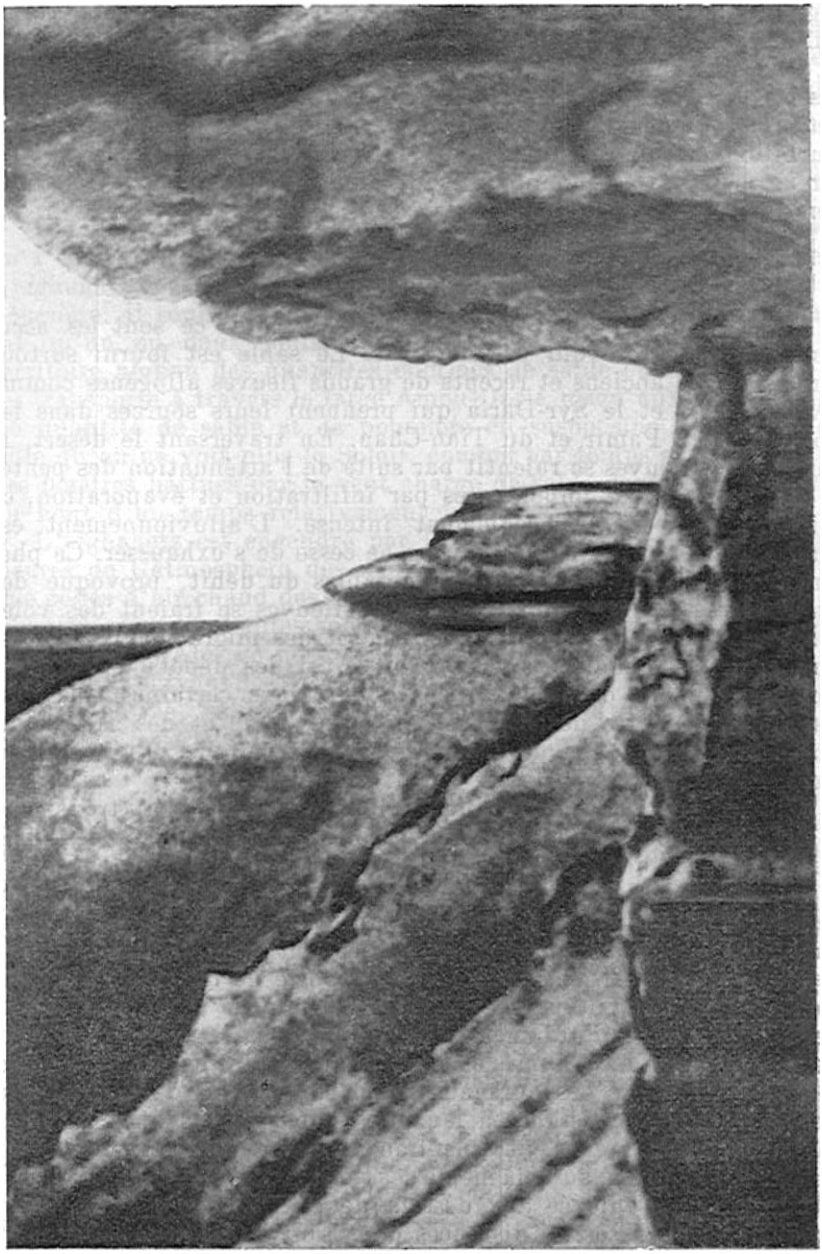


Fig 24. Alvéoles de déflation. Versant Sud-Est de l'Oust-Ourt

place que de gros débris. C'est ainsi que le vent procède au tri (vannage) des matériaux et entraîne la formation d'espaces couverts de cailloux et de gravier.

Une forme de déflation originale se rencontre aussi dans les déserts de sable où le vent forme des creux de déflation de différentes profondeurs. Ce phénomène est causé par la structure tourbillonnaire de l'écoulement de l'air et peut également s'expliquer par les courants ascendants provoqués par la différence d'échauffement des divers éléments de la surface.

§ 3. Transport

Dans les déserts de l'Asie centrale soviétique ce sont les accumulations de sable qui prédominent. Le sable est fourni surtout par les dépôts anciens et récents de grands fleuves allogènes comme l'Amou-Daria et le Syr-Daria qui prennent leurs sources dans les montagnes du Pamir et du Tian-Chan. En traversant le désert, le cours de ces fleuves se ralentit par suite de l'atténuation des pentes et des pertes d'eau importantes par infiltration et évaporation, ce qui provoque un remblaiement intense. L'alluvionnement est si rapide que le fond de ces fleuves ne cesse de s'exhausser. Ce phénomène, ainsi que les variations notables du débit, provoque des changements fréquents du cours et les fleuves se fraient des voies nouvelles. En même temps, il se produit des migrations de déltas. Sur de vastes étendues s'accumulent ainsi des dépôts d'alluvions composés surtout de sable et de limon. Dans certaines zones du désert on rencontre des sables d'origine marine et des sables qui proviennent d'une longue désagrégation mécanique des roches en place, mais leur importance paraît secondaire.

Dans les régions où la déflation prédomine, le vent transporte les grains de poussière et les sables fins à de grandes distances et ne laisse sur place que les débris grossiers. Les particules enlevées par le vent sont déplacées en suspension ou bien traînées au sol. La grandeur des grains transportés de l'une ou l'autre façon et la distance à laquelle ils sont déplacés dépendent de la force du vent: quand sa vitesse est de 6,5 m/s, il transporte de la poussière et du sable fin dont les grains ont jusqu'à 0,25 mm de diamètre; quand elle atteint 10 m/s, le diamètre des grains soulevés par le vent peut aller jusqu'à 1 mm, à 20 m/s sont entraînés les grains d'un diamètre de 4 à 5 mm; lors des ouragans même des pierres de petite taille sont déplacées. La distance à laquelle s'effectue le transport varie également. Les ouragans entraînent de grandes quantités de poussière et même de sable fin, au-delà même des limites des régions désertiques.

La poussière enlevée aux déserts de l'Afrique est transportée par de forts alizés à des distances dépassant 2 000 et 2 500 km et constitue par endroits un apport notable au sein des dépôts de l'Atlantique. En 1863, une pluie de poussière tomba sur les Canaries

dont la masse globale s'élevait à 10 000 tonnes. D'après A. Holmes, les dunes locales sont ici formées de sable fin apporté par le vent d'au-delà la mer. Quand soufflent les vents du Sud, la poussière du Sahara est entraînée jusqu'à la Méditerranée et même plus loin. En Italie on observe parfois des « pluies de sang » constituées de poussière rouge transportée par les vents puissants.

On a noté des cas où la poussière venant du Sahara a atteint l'Allemagne et les autres pays de l'Europe occidentale.

Les habitants du Sud-Est des Kara-Koum, région limitrophe de l'U.R.S.S., connaissent bien le pouvoir de transport du vent « afghanetz » venant d'Afghanistan et apportant du sable et de la poussière. Il souffle environ 40 à 50 fois par an et ne dure en général qu'un ou deux jours, rarement plus. L'afghanetz enlève au territoire afghan des quantités énormes de sable et de poussière et les transporte à travers le large Amou-Daria jusqu'aux Kara-Koum. La quantité de sable et de poussière en suspension dans l'air est telle qu'on ne voit plus le Soleil, comme par temps gris. Les vitres des fenêtres battues par le vent chargé de sable deviennent opaques au bout d'un temps relativement bref (deux ou trois ans).

L'afghanetz est engendré par la montée dans les couches supérieures de l'atmosphère des masses d'air froid à densité plus forte que celles d'air chaud des déserts. Ces masses rencontrant l'obstacle constitué par les hautes montagnes du Kopet-Dag, du Parapamiz et du Pamiro-Alaï ne peuvent le franchir et une fois réfléchies descendent en suivant les versants. Pendant la descente à partir d'une altitude élevée, les masses d'air s'échauffent fortement et, en atteignant les déserts de piémont, elles deviennent très sèches et très chaudes.

La distance à laquelle est transporté le sable dépend non seulement de la vitesse du vent, mais aussi de la force des courants ascendants. Plus les grains de sable entraînés par ces courants s'élèvent haut, plus ils sont transportés loin dans le sens horizontal. Le plus souvent le sable est traîné au sol, ou bien déplacé par bonds, c'est-à-dire qu'il monte à une certaine hauteur, se déplace quelque peu horizontalement et retombe pour rebondir de nouveau, etc.

§ 4. Accumulation éolienne dans les déserts

La déflation et le transport des particules se produisent en même temps que l'accumulation qui conditionne certaines formes de relief et des types spécifiques de dépôts continentaux de caractère éolien. Le modelé des déserts de sable est déterminé par de nombreux facteurs: traits particuliers du relief initial, abondance du sable sec et mobile, existence ou absence de la végétation, régime des vents (persistance et force), etc.

Longtemps on a considéré que les barkhanes perpendiculaires au vent et leurs combinaisons étaient les éléments caractéristiques

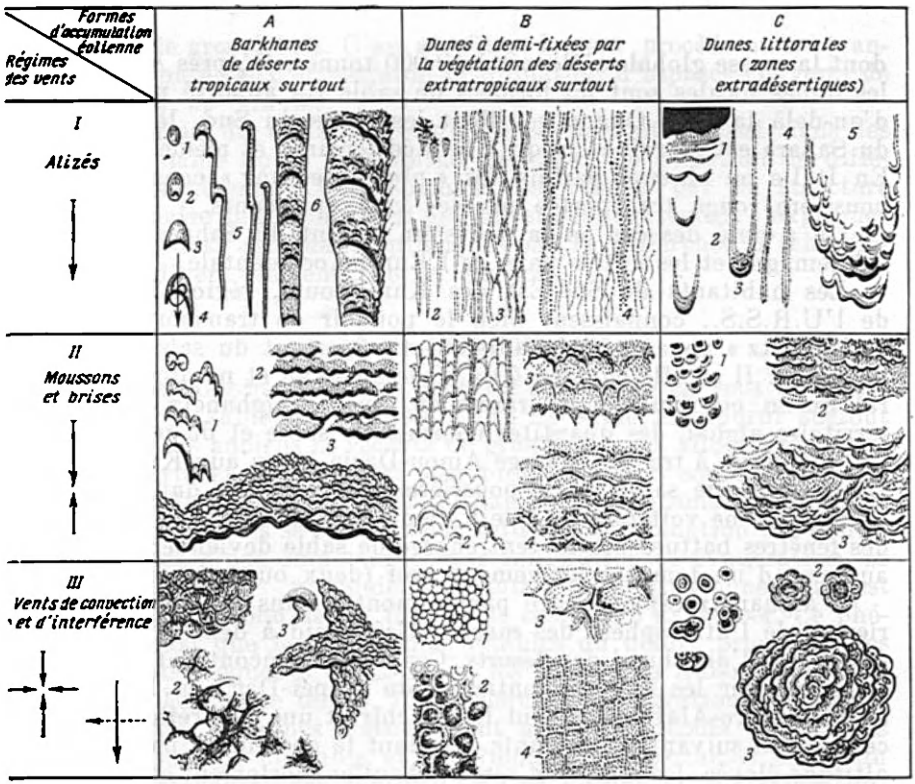


Fig. 25. Formes d'accumulation éolienne (établies par B. Fédorovitch).

A. Barkhanes (rencontrées essentiellement dans les déserts tropicaux). I. Types des vents *alizés* (lorsque soufflent des vents à direction plus ou moins constante): *1* — bouclier de sable; *2* — barkhane embryonnaire; *3* — barkhane symétrique en forme de croissant; *4* — barkhane asymétrique; *5* —cordons longitudinaux de barkhanes; *6* — chaînes longitudinales de barkhanes groupées. II. Types des vents de *moussons* et des *brises* (lorsque soufflent des vents contraires): *1* — barkhanes jumelées; *2* — chaînes de barkhanes simples; *3* — barkhanes groupées; *4* — chaînes de barkhanes groupées. III. Types des *vents de convection et d'interférence* (lorsque soufflent des vents réguliers et transversaux): *1* — barkhanes en cirque; *2* — barkhanes en pyramide; *3* — cordons croisés de barkhanes groupées.

B. Dunes à demi fixées par la végétation (formes rencontrées essentiellement dans les déserts extratropicaux). I. Types des vents *alizés*: *1* — queues d'abri en arrière des buissons; *2* — petits cordons, langues; *3* — cordons longitudinaux; *4* — chaînes de grands cordons. II. Types des vents de *moussons* et des *brises*: *1* — dépressions alignées dans des champs de dunes (lorsque soufflent des vents de direction sensiblement constante); *2* — dépressions en fer à cheval; *3* — dunes transversales en rateaux (lorsque soufflent des vents très faibles à direction constante); *4* — cordons transversaux asymétriques. III. Types des *vents de convection et d'interférence*: *1* — formes alvéolaires; *2* — grosses formations alvéolaires; *3* — dunes en pyramide; *4* — sables en mailles de filet.

C. Dunes littorales (zones extradésertiques). I. Types des vents *alizés*: *1* — cordon littoral; *2* — dunes paraboliques; *3* — dunes en U; *4* — dunes longitudinales jumelées; *5* — dunes paraboliques complexes. II. Types des vents de *moussons* et des *brises*: *1* — petites dunes semi-circulaires; *2* — grandes dunes semi-circulaires; *3* — dunes semi-circulaires complexes. III. Types des *vents de convection et d'interférence*: *1* — petites dunes circulaires isolées; *2* — groupes de dunes circulaires; *3* — dunes circulaires complexes

des déserts de sable et ce malgré la découverte dès la fin du siècle dernier par V. Obroutchev et d'autres explorateurs d'un grand nombre de rides longitudinales à côté de formes transversales. Il a fallu les études de plusieurs années d'Aufrère au Sahara et de Fédorovitch en Asie centrale, basées sur l'analyse minutieuse des photographies aériennes prises sur de vastes étendues désertiques, pour une nouvelle compréhension du relief dunaire et des lois présidant à sa formation. Ces lois dépendent exclusivement du régime des vents, de la dynamique de l'atmosphère et du mécanisme de la circulation de l'air. Toute la diversité du relief dunaire peut s'expliquer par l'écoulement en spirale des courants turbulents dirigés soit verticalement (ascendance ou descendance, trombe), soit horizontalement dans le sens du vent (tel un tire-bouchon autour de son axe). Les courants turbulents sont fortement modifiés par les divers obstacles se trouvant sur leur passage, surtout les chaînes de montagnes.

D'après B. Fédorovitch il existe plusieurs types de formes d'accumulation du sable déterminées par le régime des vents : 1) barkhanes ; 2) cordons transversaux (chaînes de barkhanes) ; 3) cordons longitudinaux de barkhanes ; 4) accumulations de forme pyramidale ; 5) dunes longitudinales ; 6) crêtes réticulées ; 7) dépressions alignées dans des champs de dunes, etc.

Sur la fig. 25 on a groupé les formes essentielles du modelé de l'accumulation éolienne en trois types zonaux :

1) les barkhanes qui se rencontrent surtout dans les déserts tropicaux ;

2) les sables à demi fixés (déserts non tropicaux) ;

3) les dunes littorales.

Chacun de ces types a ses propres formes de relief dunaire déterminées par le degré de développement des accumulations et le régime des vents.

Barkhanes. On appelle ainsi d'après un mot d'origine turque des monticules de sable en forme de croissant, ordinairement asymétriques, disposés perpendiculairement au vent dominant (fig. 26). Elles ont des branches (cornes) caractéristiques effilées dans la direction du vent. Leur front au vent a une longue pente douce (10 à 15°), celui sous le vent, une pente courte et raide qui est déterminée par le talus naturel d'un sable sec, et ne dépasse pas 32-33°. A l'intersection des deux versants, il se forme une crête étroite qui, vue en plan, a une forme arquée.

Les barkhanes peuvent atteindre une hauteur de 1 à 15 m ; par endroits elles montent jusqu'à 20 et même 30 m et plus (désert de Libye) et leur diamètre s'étend sur de 40 à 70 m, allant parfois jusqu'à 140 m et plus. Le plus souvent, la naissance d'une barkhane commence par l'apparition sur la surface unie du sable d'une petite boursouflure à pente douce ayant la forme d'un bouclier ou d'un cordon allongé dans le sens perpendiculaire au vent. Quand le bou-

clier s'élève à 35 ou 40 cm, il engendre du côté sous le vent un mouvement tourbillonnaire de l'air qui creuse un petit demi-entonnoir. C'est déjà l'embryon d'une barkhane. Celle-ci s'accroît, devient plus régulière et prend enfin une forme arquée rappelant un croissant. Dans un désert il est rare de rencontrer une barkhane isolée de ce genre (fig. 26) ; elles se forment surtout là où le sol est compact, a une surface plane et est maigrement alimenté en sable. Ces conditions sont remplies par les *takyrs* étendus à sol argileux dans les déserts (fig. 27), et les champs de pierres ou de graviers.

Fig. 26. Barkhanes isolées et groupées. Région de Koun-Ouaz

Les *cordons* (chaînes de barkhanes transversales). Dans les déserts de sable où les barkhanes reposent sur une couche de sable continue, elles se rejoignent pour former des chaînes qui s'allongent dans le sens perpendiculaire aux vents dominants et rappellent ainsi des vagues figées ; les pentes de ces chaînes sont aussi asymétriques que celles des barkhanes isolées (fig. 28, *A* et *B*). Les chaînes de barkhanes ne se forment que sous des régimes de vents bien déterminés dont le plus favorable est celui des vents contraires et de même force qui peut être créé par exemple par les renversements saisonniers. Les remaniements provoqués par le changement du vent aboutissent à l'accroissement des barkhanes dans le sens de la largeur et à leur jonction. Les chaînes de barkhanes se forment lorsque le vent rencontre des montagnes ou lorsqu'un courant turbulent est freiné et, de ce fait, se modifie, divers tourbillions apparaissent alors. Si le vent contourne un obstacle, la direction des formes d'accumulation éolienne change immédiatement. L'influence des reliefs sur les courants d'air varie suivant leur hauteur, leurs dimensions et la

pente des versants. Ainsi, du côté sous le vent les montagnes de 2 à 3 km d'altitude continuent à exercer une influence sur une distance allant jusqu'à 100 km, c'est-à-dire de 30 à 50 fois plus grande que la hauteur de l'obstacle.

L'effet est plus faible dans le cas d'un plateau dont les versants sont à pentes douces régulières et non érodées. L'action sur les vents des hautes chaînes de montagnes aux versants abrupts est particuliè-

Fig. 27. Surface d'un takyr

rement perturbatrice. A leur approche les flux d'air changent de direction en donnant naissance à des formes dunaires perpendiculaires à la direction des vents dominants. Dans les régions littorales balayées par les brises et les moussons les conditions de l'accumulation éolienne sont identiques.

La hauteur des plus grandes chaînes de barkhanes dans les déserts de l'U.R.S.S. peut atteindre jusqu'à 60 et 70 m et même quelquefois jusqu'à 100 m en Asie centrale. L'écartement des crêtes des chaînes voisines est de 1 500 à 3 500 m, leur longueur varie de plusieurs centaines de mètres à 10 ou 20 km. Les barkhanes isolées et les chaînes se chevauchent l'une l'autre et forment des champs compliqués.

En Asie centrale, dont les bassins d'entremont et les hautes crêtes freinent les grands vents, les hautes chaînes de barkhanes (davanes) constituent souvent les formes dominantes du relief

Fig. 28. *A*. Chaîne de barkhanes et rides éoliennes à la surface d'un sable nu. Aval de l'Amou-Daria. *B*. Chaînes de barkhanes dans le désert de Takla-Makan

dunaire. Ces davanes sont particulièrement typiques du désert Takla-Makan.

B. Fédorovitch, qui a étudié l'évolution des formes principales des groupements de barkhanes, a classé celles-ci en cinq catégories :

1) rides de sables (petits cordons asymétriques de 0,5 à 2,0 cm de haut, séparées par des creux parallèles larges de 6 à 30 cm) ;

2) barkhanes de petite taille et chaînons de barkhanes hauts de 1 à 3 m, avec une distance entre les crêtes de l'ordre de 10 à 50 m ;

3) barkhanes normales et chaînes de barkhanes hautes de 2 à 7 m avec un écartement des crêtes de 50 à 250 m ;

4) grandes barkhanes groupées et chaînes de barkhanes avec un écartement entre les crêtes atteignant déjà 400 m ;

5) grandes chaînes de barkhanes groupées (davanes) qui atteignent 60 à 75 et même 150 m de haut et dont les crêtes sont distantes de 1,5 à 3,5 km (Turkménie occidentale, Takla-Makan).

Généralement, dans un massif de dunes, on rencontre des formes de toutes les tailles (fig. 29).

Les barkhanes et leurs chaînes sont des formes mouvantes. Quand les vents saisonniers de directions contraires ont la même force, les barkhanes ne se déplacent pas, mais si le vent est plus fort dans une direction que dans l'autre, elles progressent sensiblement dans cette direction (en parcourant plusieurs mètres par an) (fig. 30, *A* et *B*). Parfois, les sables mouvants recouvrent des maisons, des jardins, des champs, etc. Ce phénomène peut être observé en Turkménie, en Ouzbékistan, en Kara-Kalpakie, etc.

Les *cordons longitudinaux de barkhanes.* Dans les déserts tropicaux où soufflent les vents alizés dont la direction est à peu près constante (en Afrique du Nord, par exemple), on voit apparaître des accumulations de sable très mobiles qui s'étirent dans le sens du vent ou de la résultante des vents. Au début, l'une des cornes des barkhanes est écourtée tandis que l'autre s'allonge, puis des cordons se forment en alternant avec les barkhanes ou avec des cordons que chevauchent des barkhanes; quand ces accumulations sont de grande dimension et résultent d'une longue évolution, elles s'érigent en cordons présentant une section transversale demi-circulaire et portant des barkhanes complexes (voir fig. 29).

Les *accumulations de forme pyramidale* se rencontrent dans certaines régions d'Asie centrale et d'Afrique; leur extension est relativement faible; elles sont dues à l'interférence des masses d'air provoquée par les vents renversés qui ont été engendrés par les barrières de montagnes.

Les *dunes longitudinales* (fig. 31, *A* et *B*). Ces formes sont très répandues dans tous les déserts du monde. Elles apparaissent partout où s'établit un régime de vents dominants et où ces vents, ne rencontrant aucun obstacle qui puisse les freiner, soufflent des régions de pression maximale vers celles de pression minimale. Ce

déplacement horizontal s'accompagne de mouvements ascendants et descendants engendrés par un fort échauffement inégal de la surface irrégulière des sables; d'où l'apparition des courants de

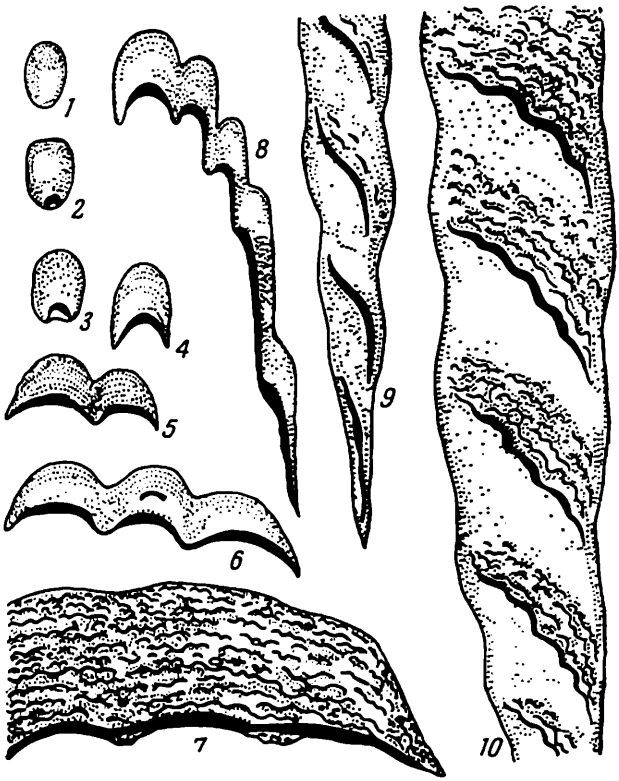


Fig. 29. Evolution des formes principales des dunes mobiles qui proviennent de l'action des vents subissant un freinage (formes transversales, 5-7) et ne le subissant pas (formes longitudinales, 8-10): *1* — nappe de barkhane (dune en forme de bouclier); *2* — barkhane embryonnaire; *3* — barkhane jeune; *4* — barkhane en forme de croissant; *5* — barkhanes jumelées; *6* — chaîne de barkhanes; *7* — grande chaîne de barkhanes groupées; *8* — groupe de barkhanes se transformant en chaîne parallèle au vent; *9* — chaîne longitudinale de barkhanes aux crêtes obliques surimposées; 10 — grande chaîne longitudinale aux crêtes obliques complexes. (D'après B. Fédorovitch)

convection. Si le vent souffle suivant une direction constante, il se forme suivant celle-ci de longs cordons symétriques assez étroits et longs. Les couloirs qui les séparent peuvent être larges de 185

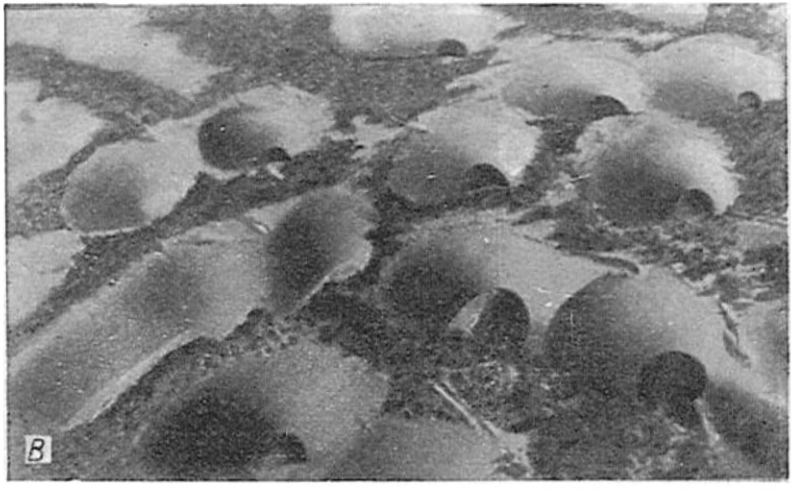


Fig. 30. ***A.*** **Barkhanes déplacées.** ***B.*** **Barkhanes isolées et groupées recouvrant un ancien système d'irrigation. Oasis de Tourtoukoul en aval de l'Amou-Daria**

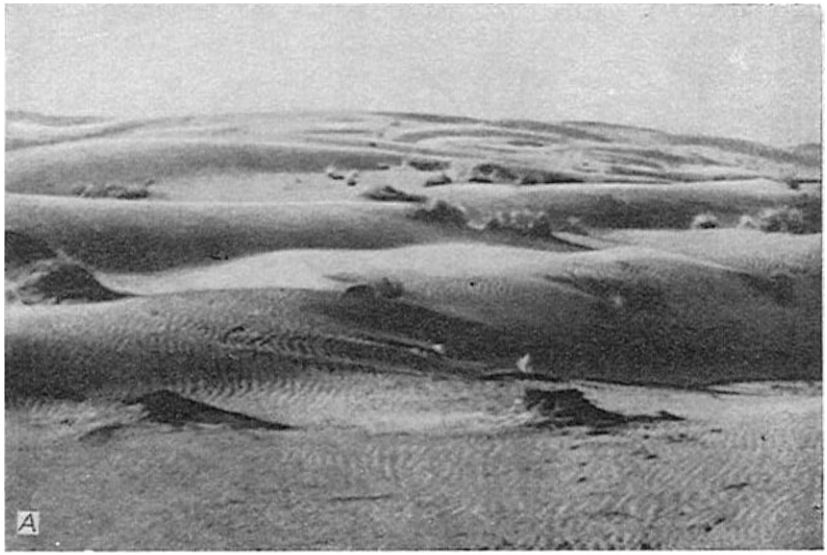


Fig. 31. *A*. Cordons longitudinaux symétriques produits dans des sables nus par des vents dominants. Kara-Koum. *B*. Dunes de sables s'étirant parallèlement aux vents dominants, à demi fixées par la végétation

à 2 500 mètres. La hauteur des cordons varie sensiblement. Dans les déserts de l'Asie centrale on trouve outre des petites rides de 1 à 3 m de haut (alluvions récentes de l'Amou-Daria), des cordons qui s'élèvent à 10-12 m.

Dans les régions telles que les Kara-Koum centraux où les sables ont subi des remaniements prolongés (pendant tout le Quaternaire), la hauteur des cordons atteint 30 m et même, dans les Kara-Koum Zaoungouzskié où l'activité éolienne dure depuis la fin du Néogène, elle va jusqu'à 40-60 m. Mais c'est au Sahara que ces formes dunaires sont particulièrement élevées; on y rencontre des chaînes s'élevant à plusieurs dizaines et même des centaines de mètres; les alizés y soufflent constamment et les chaînes existent ici depuis un million d'années.

Dans les déserts de l'Asie centrale soviétique les faîtes de telles chaînes sont souvent dénudées et leur surface est recouverte d'une stratification croisée de barkhanes engendrées par les tourbillons d'air en contact avec le sable; par endroits les chaînes sont formées de dunes à demi fixées par la végétation.

Un modelé en chaînes témoigne de l'action prédominante du vent. C'est une forme typique engendrée par les processus de déflation et d'accumulation. Le sable chassé des couloirs séparant les chaînes est évacué jusqu'aux crêtes où il s'accumule. Il convient de souligner que presque tous les types de relief dunaire présentent, en plus des dépressions évidées par déflation, des chaînes d'accumulation et d'autres formes en relief.

Les *crêtes réticulées* (fig. 32) sont des formations composées qui combinent de hauts cordons parallèles aux vents dominants et de chaînons transversaux et bas qui les cloisonnent. Cette combinaison de formes différentes engendre une structure en crêtes réticulées présentant des creux de déflation (alvéoles) de 100 à 200 m de diamètre séparés par des crêtes aiguës. Selon B. Fédorovitch, ces formes sont caractéristiques des régions où dominent les vents continentaux auxquels s'ajoutent souvent des intrusions cyclonales dont les vents sont capables de changer rapidement de direction. Ces formations ainsi que les conditions propices à leur apparition sont souvent observées dans les Kara-Koum et les Kyzyl-Koum. Les crêtes réticulées ont une extension relativement faible. Elles se rencontrent surtout dans les régions où dominent les courants ascendants.

Les *dépressions alignées* dans des champs de dunes (fig. 33) proviennent de l'action des vents contraires dont un est plus efficace soit par sa persistance, soit par sa force. Ces vents édifient des cordons en fer à cheval qui ressemblent à des barkhanes et au centre desquels se forme un creux. De même que pour les barkhanes, les cornes de ces formations à demi fixées par la végétation sont orientées dans la direction du vent.

Les *monticules de sable* (nebka) (fig. 34). Dans les Kara-Koum et les Kyzyl-Koum, on rencontre parfois, outre les formes déjà décrites, des tas de sable fixés par la végétation d'une hauteur s'élevant à 5 m, rarement à 8 m et d'une forme indéterminée. On n'y distingue pas de pentes sous le vent et au vent. Parfois, ces monticules constituent des ensembles irréguliers ou des cordons courts entourant des dépressions fermées.

Comme l'ont montré les explorateurs de l'Asie centrale (V. Doubianski notamment), les monticules de sable n'apparaissent que

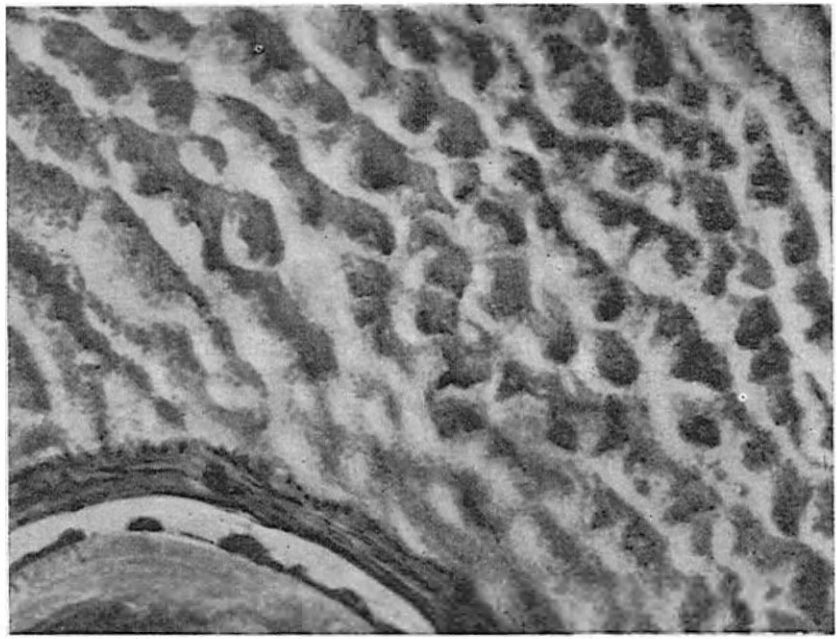


Fig. 32. Crêtes réticulées à demi fixées par la végétation. Kara-Koum

lorsque les sables ont été fixés par la végétation désertique qui possède des propriétés spécifiques : croissance rapide en hauteur, racines adventives multiples qui consolident la masse sablonneuse. Ces formes sont particulièrement hautes près des buissons de tamaris.

Les *dunes d'obstacles*. Quand il y a peu de sable, celui-ci s'accumule près des obstacles isolés, surtout près des buissons n'ayant pas de racines adventives ; il se forme ainsi des dunes d'abri, dont la hauteur dépend de l'espèce végétale mais ne dépasse pas un mètre. Ces formes ont été décrites par V. Obroutchev. Elles sont particulièrement fréquentes dans les plaines de piémont de l'Asie centrale

où le sable et les poussières sont retenus par les buissons de carex et de chardons.

Ainsi, le relief des déserts est caractérisé par des formes diverses qui possèdent des variantes intermédiaires. Cette diversité est liée aux régimes de vents différents qui dépendent du relief, du climat et d'autres facteurs (fig. 25). La plupart des complexes dunaires proviennent de l'action simultanée de la déflation, du transport, de l'accumulation, du balayage du sable à partir des dépressions et de

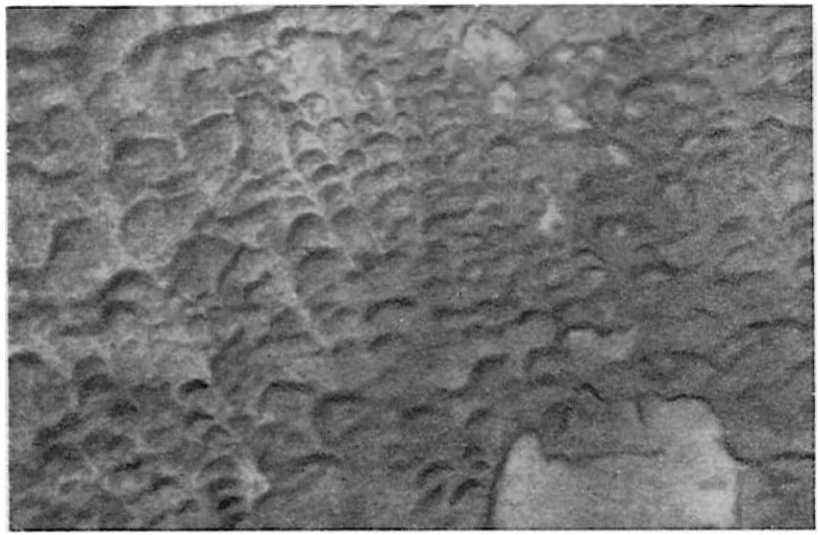


Fig. 33. Dépressions alignées dans des champs de dunes à demi fixées par la végétation. Kara-Koum

son dépôt sur les crêtes voisines. Parfois, les zones où le processus de déflation domine se trouvent à une grande distance des zones d'accumulation. Ainsi, le long de la frontière méridionale des Kara-Koum, surtout dans la partie ouest, c'est le phénomène d'accumulation qui prédomine; dans cette région les sables des Kara-Koum envahissent l'ancienne plaine de remblaiement.

Le *transport et l'accumulation de poussière lœssique*. Comme nous l'avons déjà souligné, lorsque les sables subissent un remaniement de longue durée (un million d'années et plus) d'énormes quantités de poussière sont emportées hors des déserts, parfois à de très grandes distances. En se déposant dans les mers et les lacs, cette poussière éolienne s'est mélangée aux sédiments marins et lacustres. Le transport de la poussière à de grandes distances à partir du lieu de sa formation est lié non seulement à la force du

vent dans les couches basses, mais surtout aux puissants courants ascendants qui soulèvent les grains de poussière à une grande hauteur. D'après les observations de B. Fédorovitch, dans les déserts de l'Asie centrale la poussière monte à 3 km, même lorsque la vitesse du vent n'est que 5 m/s.

Fig. 34. Monticules de sables (nebka)

Si les conditions sont favorables, la poussière transportée à partir des zones de déflation se dépose et forme par endroits des couches très épaisses. Une confirmation de ce phénomène nous est fournie par l'existence d'accumulations importantes de poussière sur les versants des montagnes y compris les plus hauts massifs du Tibet et du Kouen-Louen.

Les observations de la station de géographie physique du Tian-Chan (fig. 35) (Institut de géographie de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S.) ont montré que la poussière éolienne se dépose continuellement sur les glaciers de montagnes à des altitudes de 5 000 m et même plus. Ainsi donc, le processus d'accumulation des poussières est un fait bien réel, qui se produit aux endroits où la vitesse du vent tombe sous l'influence d'obstacles ou par suite de l'interaction de vents d'origines différentes.

Les tempêtes de poussière sont particulièrement fréquentes en Asie centrale. A la frontière méridionale du désert Takla-Makan le nombre de jours avec poussières est de 164 par an. Ces tempêtes réduisent la visibilité à plusieurs centaines de mètres et parfois même à 1 ou 2 m.

Les régions agricoles de l'Ouest aride des Etats-Unis connaissent également des vents de poussière; dans ces régions, l'exploitation irrationnelle des sols a transformé de grandes étendues en terres appauvries.

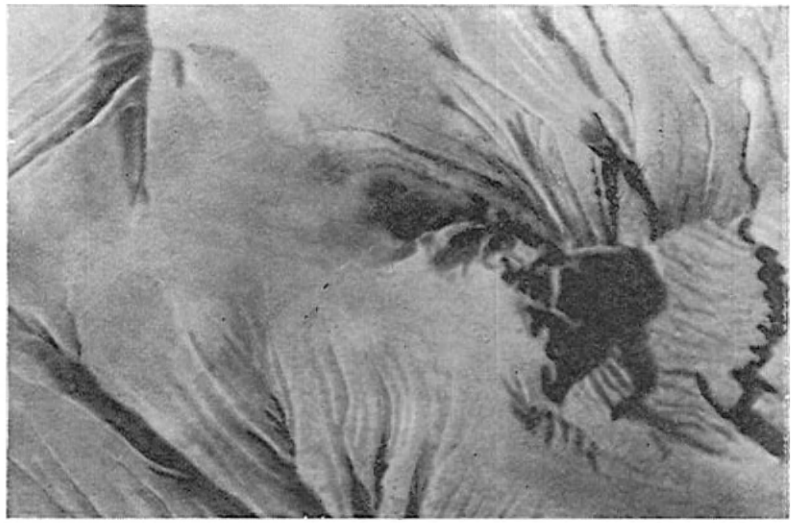


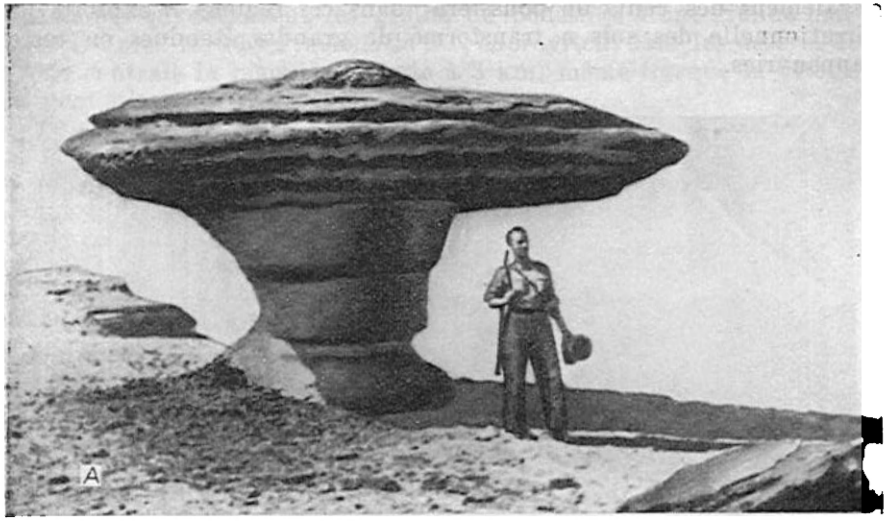
Fig. 35. Dépôts de lœss sur les versants de Kouen-Louen

En U.R.S.S., des tempêtes de poussière sont parfois observées dans la région des steppes arides du Kazakhstan du Nord, de la Bachkirie, dans celles de la Volga inférieure et de Stavropol.

§ 5. Corrasion

La corrasion (du latin *corradere* — enlever en râclant) est le travail d'usure (émoulage, polissage, ciselure) qui s'exerce sur la roche nue au moyen de grains durs portés par le vent. Lors de la déflation et du transport le vent emporte non seulement les particules de poussière fines, mais également des grains de sable et même, pendant les fortes tempêtes, de petits débris de roches. Les poussières sont alors soulevées très haut alors que les grains de sable s'élèvent à 3 m, rarement 8 ou 10 m. Dans les couches basses (1,5 à 2,0 m du sol), la concentration du sable entraîné est maximale; c'est là que la corrasion éolienne est la plus intense; les roches subissent un polissage et un émoulage, leur surface se couvre de stries, de sillons et même d'encoches.

Le criblage intensif et répété des roches au ras du sol taille celles-ci par sapement, ce qui provoque un amenuisement de cette partie



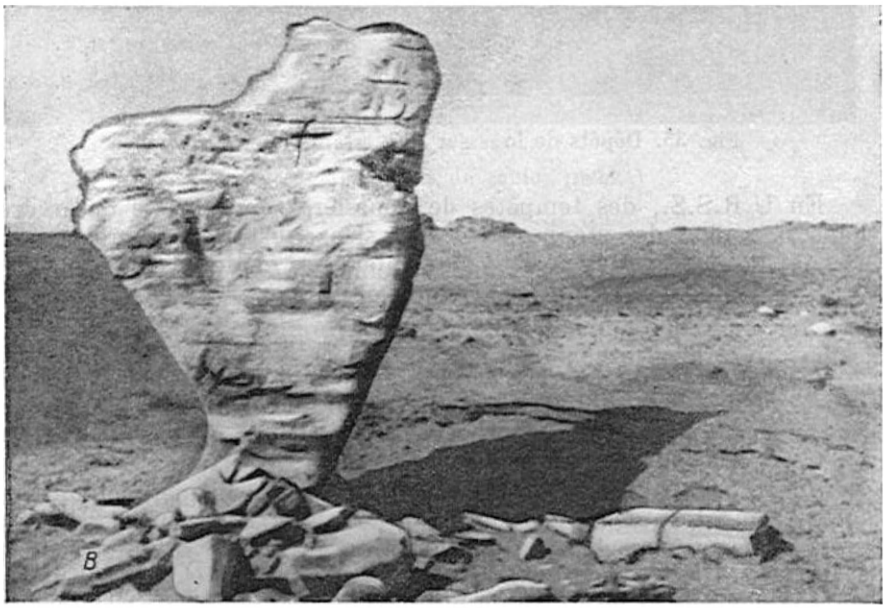


Fig. 36. Formes dues à la déflation et à la corrasion. *A*. Forme en champignon (Manguychlak). *B*. Relief résiduel en grès d'Apchéron rencontré dans les Kara-Koum

des roches par rapport aux couches supérieures. Les poteaux télégraphiques, s'ils ne sont pas protégés, sont rapidement rongés par le vent, ce qui témoigne de l'intensité du phénomène.

Le sapement des roches par le vent est aussi facilité par la désagrégation mécanique qui détruit l'homogénéité des roches. La corrasion éolienne provoque la rupture des liens entre les particules et contribue ainsi à l'élimination rapide des produits de la désagrégation. Ainsi, de nouvelles parties de la roche intacte sont mises à nu et subissent à leur tour la désagrégation et la corrasion.

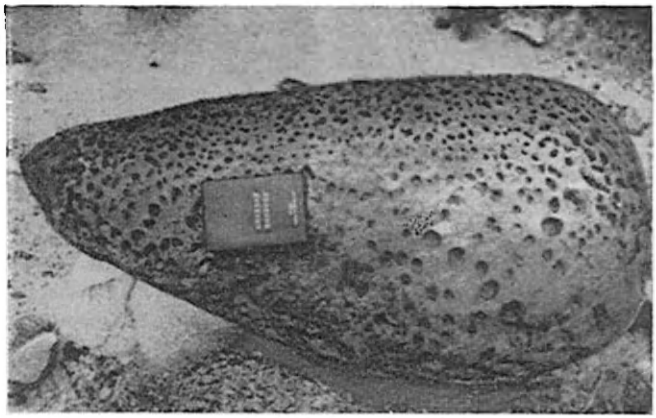


Fig. 37. Surface à alvéoles d'un porphyrite augitique. Versant méridional du Tian-Chan (Sin-Kiang)

La déflation, le transport, la corrasion et la désagrégation associés aux influences lithologiques contribuent donc à la formation dans les déserts de reliefs aux contours très particuliers. Certaines roches présentent des entablements reposant sur un support relativement mince et court. Parfois, elles prennent l'aspect de champignons (fig. 36, *A* et *B*). Quand les vents soufflent dans une direction constante, des niches et des petites cavernes se creusent au pied des rochers. Sur les sols argileux des déserts les vents persistants chargés de sable sont capables de creuser des sillons ou des rigoles de 1 à 2 m et parfois 6 m de profondeur séparés par des crêtes. Dans le Sin-Kiang (Chine) on donne à ces formes le nom de *yardangs*.

Attaquant des cailloux isolés se trouvant à ras du sol, des jets de sable les décapent, les aiguisent et les polissent. Le phénomène se déroule à peu près de la façon suivante : du côté du vent dominant le débris de roche est progressivement décapé et aiguisé, ce qui aboutit à la formation d'une facette lisse. Si la direction du vent change ou si le débris est retourné par un vent fort (pendant une tempête), il est taillé en facette sur un autre côté. C'est ainsi que se forment les

cailloux façonnés: trièdres (dreikanters) ou polyèdres aux facettes brillantes et polies et aux arêtes saillantes. Le nombre des facettes et des arêtes dépend de la forme primitive du caillou et de la direction des vents. Dans les roches à résistance inégale le criblage par grains de sable aboutit à la formation d'alvéoles qui font ressembler les surfaces des roches aux cellules d'un nid d'abeilles (fig. 37).

§ 6. Accumulation éolienne du littoral marin, des bords des lacs et des rivières

L'action du vent se manifeste non seulement dans les déserts, mais aussi dans certaines régions des zones plus humides. Les conditions nécessaires à la formation de dunes dans ces régions sont:

1) l'existence de sables mobiles en quantité suffisante;
2) l'absence presque totale de végétation;
3) des vents forts.

Ces conditions sont réalisées en premier lieu dans la zone littorale des mers où le sable est accumulé par les vagues sur la plage en quantité notable; il en est de même pour les rives ensablées des lacs et, quelquefois, les plaines alluviales et les anciennes terrasses des fleuves.

Les vents de mer dominants sur le littoral entraînent facilement les grains de sable sec et les transportent vers l'intérieur du continent. Les touffes d'herbes et les accidents du relief jouent le rôle d'obstacle et retiennent le sable qui s'accumule en monticules rudimentaires. En s'accroissant, ces monticules forment eux-mêmes un obstacle autour duquel se rassemble le sable. Par la suite, ces dunes isolées en fusionnant forment des cordons ou des chaînes. Les formes étirées des régions côtières s'appellent *dunes littorales* et s'opposent aux dunes intérieures, barkhanes et chaînes de sable des régions désertiques. Les auteurs soviétiques d'ouvrages de géologie ou de géographie donnent au mot « dune » des sens différents. Ainsi I. Chtchoukine appelle dunes toutes les formes d'accumulation éolienne aussi bien des déserts que des régions littorales. Les barkhanes qui constituent une forme d'accumulation propre aux déserts sont considérées par cet auteur comme une catégorie particulière de dunes. Par contre, un autre groupe de savants (I. Mouchkétov, S. Kalesnik, etc.) n'appelle dune que les accumulations éoliennes des bords des mers, des lacs et des fleuves.

Les dunes littorales se disposent perpendiculairement aux vents dominants (fig. 38), mais à mesure qu'elles progressent vers l'intérieur des terres, elles s'allongent, le plus souvent dans le sens du vent. Une fois formée sur la rive, si elle n'est pas fixée par la végétation, la dune ne reste pas en place et poussée par le vent, se déplace vers l'intérieur des terres. Ce mouvement s'explique par le fait que le vent chasse le sable du côté au vent et le transporte par-dessus la crête sur le versant sous le vent. A mesure que la dune

s'éloigne du rivage, une autre apparaît, puis une troisième, etc. Il se forme ainsi plusieurs chaînes de dunes se succédant.

La vitesse de déplacement des dunes littorales varie de quelques fractions de mètre à 20 m par an. Ces formes d'accumulation éolienne peuvent envahir les forêts, les champs et même les villages. Les anciennes dunes sont souvent caractérisées par un relief en monticules confus produit d'un remaniement ultérieur par le vent et d'un développement irrégulier de la végétation. Des creux de déflation séparent dans ce relief des buttes isolées ou des cordons écourtés.

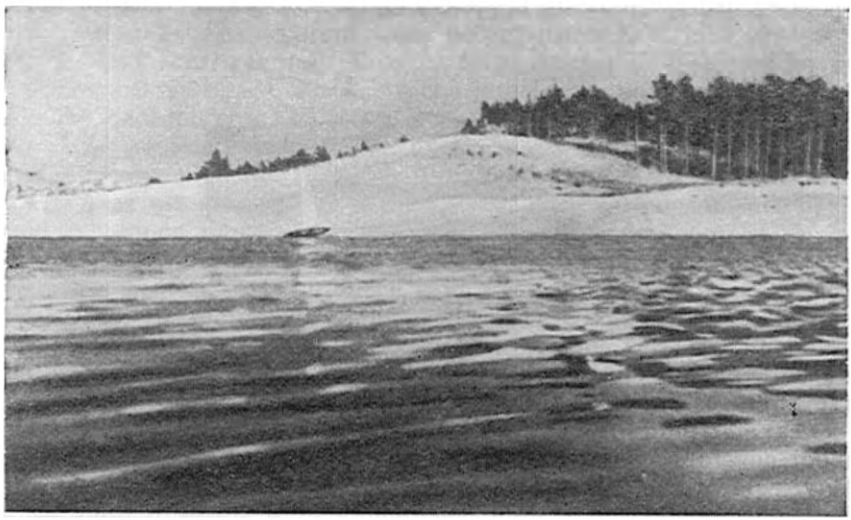


Fig. 38. Dunes du littoral de la mer Baltique

Parfois, ces dunes littorales prennent une forme recourbée, par exemple, quand les bords de la dune sont menacés de fixation par la végétation; les grains de sable sont alors mieux retenus qu'au milieu de la dune. La partie la plus élevée et sujette à un remaniement ininterrompu se déplace progressivement, ce qui aboutit à la formation de dunes arquées ou paraboliques dont la pente sous le vent est convexe et raide, alors que du côté au vent elle est douce (fig. 39 et 25). L'évolution ultérieure peut donner des dunes en V ou, si la crête est percée, des traînées parallèles au vent.

Par endroits, il se forme des champs confus de dunes concentriques qui atteignent des dimensions considérables. C'est au bord des mers et des océans que les dunes sont les plus grandes. Celles de la côte basse et sableuse de l'Atlantique en France ont l'aspect de digues naturelles dont la hauteur atteint 100 m et plus. Certaines

dunes isolées de la côte africaine s'élèvent également à cette hauteur.

En U.R.S.S. les dunes se rencontrent sur les côtes de la Baltique et du golfe de Finlande où elles atteignent 20-25 m. Les dunes de la région de Kaliningrad sont très connues ; elles couvrent le cordon littoral qui sépare la baie Kourskaïa de la mer. Sur les côtes de la Lettonie les dunes, très répandues, ont une hauteur de 10 à 20 m. Près de Sestroretsk (golfe de Finlande) elles s'élèvent à 24 m. On en trouve également dans les vallées des fleuves (sables Aliochkovskié sur le Dniepr, sables Artchadinskié et Tsimlianskié sur le Don). S. Korjouïev signale de grandes étendues de dunes dans la vallée

Fig. 39. Dunes paraboliques

de la Léna, où elles se dressent parfois à 20 et 30 m, la hauteur moyenne restant de l'ordre de 10 à 15 m.

Aux latitudes tempérées les dunes continentales sont généralement développées dans les régions de glaciations anciennes (plaines fluvio-glaciaires ou sandres). L'Allemagne du Nord, la Pologne, la Biélorussie, la région de Méchtchéra et d'autres régions de la partie européenne de l'U.R.S.S., ainsi que la dépression de la Sibérie occidentale et la Iakoutie possèdent aussi de telles formes.

§ 7. Caractéristiques des accumulations éoliennes

Les accumulations éoliennes comprennent les sables éoliens qui constituent les différentes formes du relief dunaire des régions désertiques et des rives des mers, des lacs et des fleuves d'autres zones climatiques, ainsi que les lœss et les limons lœssiques.

Les sables éoliens se distinguent des autres sédiments terrestres par plusieurs traits caractéristiques dont le plus important est leur stratification croisée et irrégulière à l'inclinaison tantôt faible, tantôt forte et aux orientations variées témoignant des multiples remaniements de formes dus aux modifications du régime des vents.

Les dépôts éoliens se différencient également par une granularité relativement fine : les diamètres des grains sont ordinairement de 0.05 à 0,25 mm. Ces dépôts ne contiennent presque pas de poussière, car elle a été évacuée par le vent. D'autre part, leurs grains de sable

ont une forme bien arrondie, ce qui résulte du transport prolongé par le vent. Parfois, ces grains sont bien polis.

Dans la composition des dépôts ce sont les sables quartzeux qui dominent, mais on trouve souvent aussi des sables feldspathiques qui s'accumulent et ne se décomposent pas, car dans les déserts l'altération chimique n'attaque presque pas les roches. Pendant les déplacements continus, les minéraux fissiles (mica, etc.) sont usés, réduits en débris et emportés par le vent. L'épaisseur des accumulations de sable atteint dans les déserts plusieurs dizaines de mètres.

Les *lœss*. La poussière transportée par le vent se dépose dans les zones périphériques des déserts, les steppes limitrophes et les versants des montagnes. Les accumulations de particules très fines apportées par le vent constituent le lœss, type génétique très particulier de sédiments terrestres. C'est une roche jaune clair ou jaune paille, légère et macroporeuse. Elle est composée pour plus de la moitié de grains de poussière de 0,05 à 0,01 mm et d'une notable quantité de grains encore plus fins allant de 0,01 à 0,005 mm.

Le lœss est caractérisé par l'absence de stratification, une division en colonne, un riche contenu en combinaisons carbonatées, l'existence de concrétions calcaires d'une forme bizarre qu'on appelle poupées de lœss et la présence d'un système de canaux verticaux laissés par les racines de plantes disparues. Dans les affleurements naturels et les carrières le lœss forme des parois verticales (fig. 40). L'épaisseur du lœss varie de quelques mètres à 100 m, rarement plus. Cependant, dans la Chine du Nord, l'épaisseur du lœss et des roches lœssiques sous-jacentes du Pliocène dépasse 250 m.

Les lœss typiques sont connus, entre autres, en Chine, en Asie centrale, dans les régions semi-désertiques des Etats de l'Ouest de l'Amérique du Nord. En Europe occidentale et surtout en Allemagne centrale ainsi que dans les steppes du Sud de l'U.R.S.S. on trouve des roches appelées limons lœssiques qui présentent beaucoup de points communs avec le vrai lœss. Elles sont poreuses, carbonatées, homogènes, elles comportent des canaux verticaux et ce n'est que par endroits qu'on observe une hétérogénéité dans leur composition.

L'origine des lœss et des limons lœssiques n'a pas encore été élucidée. Il existe plusieurs hypothèses : éolienne, torrentielle, alluviale, diluviale, éluviale, etc. Les discussions ont été particulièrement intenses quand il s'est agi de l'origine du lœss et des limons lœssiques dans le Midi de la partie européenne de l'U.R.S.S. (Ukraine), c'est-à-dire au Sud de l'extension maximale de la dernière glaciation quaternaire. Plusieurs chercheurs optent actuellement pour l'hypothèse éolienne selon laquelle l'air froid qui s'accumulait pendant la glaciation continentale au-dessus des masses énormes de glace engendrait un *anticyclone* glaciaire. La différence de pression au-dessus et au-delà du glacier provoquait un déplacement d'air du centre de la calotte glaciaire vers la périphérie. En descendant, les masses d'air s'échauffaient de 1° tous les 100 m et, en arrivant dans les

régions préglaciaires, elles devenaient au ras du sol chaudes et sèches ; c'est ce qu'on appelle les fœhns glaciaires (d'après Voïéikov et Toutkovski). Ces vents dispersaient les accumulations morainiques du front des glaciers et les autres dépôts meubles des régions préglaciaires. Ils emportaient et déposaient loin des glaciers une poussière très

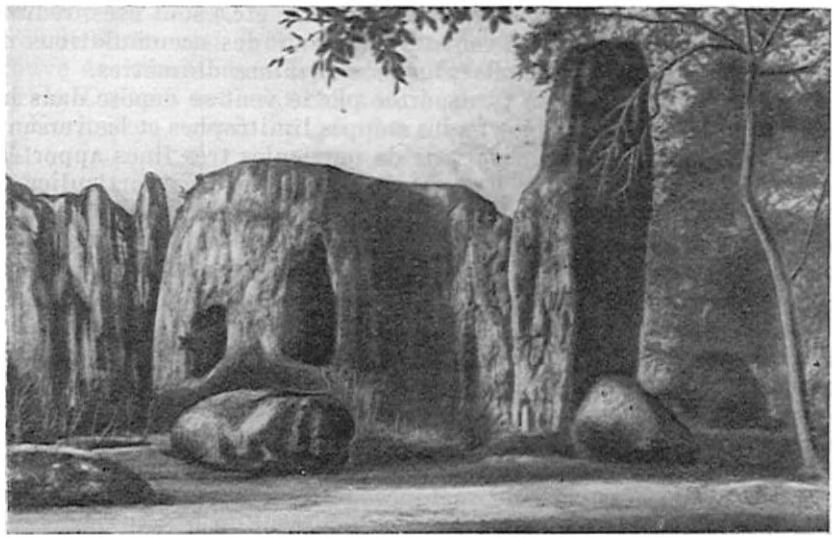


Fig. 40. Parois verticales des lœss rencontrés près de la ville de Siangthan (R.P.C.)

fine dont les accumulations ont formé le lœss. L'hypothèse éolienne explique bien l'étalement en couche des formations lœssiques dans le Sud de l'U.R.S.S., c'est-à-dire leur accumulation en forme de banc continu dans les interfluves, sur leurs versants et les terrasses cycliques anciennes.

Pourtant, il se peut que dans certains cas le lœss se soit formé autrement, sous l'action des cours d'eau par exemple, thèse que soutiennent actuellement plusieurs explorateurs de l'Asie centrale. Puisqu'une fois déposée la poussière éolienne subit l'action des précipitations atmosphériques et des eaux courantes, il est évident qu'à côté des formations de lœss éolien non remanié, il existe de nombreux dépôts lœssiques ayant une origine torrentielle, diluviale et alluviale. Ainsi, l'étude de la provenance du lœss doit être envisagée sous deux aspects : 1) provenance du matériau et modes de son accumulation ; 2) conditions du dépôt de ce matériau.

Outre les accumulations éoliennes directement liées à l'activité du vent, on trouve dans les zones désertiques des sédiments de lacs salins et de lagunes constitués de divers sels : sels potassiques, sels

sulfatés (gypse, mirabilite), chlorure de sodium, de dépôts des cônes de déjection des torrents, de dépôts argileux tapissant les couloirs entre les chaînes de dunes et les dépressions de terrain (takyrs).

Dans certaines régions désertiques l'exsudation des solutions aqueuses provoque la formation à la surface de croûtes concrétionnées. En Afrique, ces croûtes constituées de carbonates cimentent les sables en les transformant en une cuirasse de grès de 1 à 2 m d'épaisseur. En Asie centrale (surtout là où la roche est calcaire), une croûte de gypse poreux se forme, recouvrant une partie de l'Oustiourt.

Les *takyrs* (voir fig. 27) sont des étendues à sol argileux presque planes dont la superficie varie de quelques mètres à plusieurs kilomètres carrés. Ils se situent dans les dépressions isolées entre les cordons de dunes ainsi que dans les déserts rocheux ; leur forme est tantôt arrondie, tantôt allongée. Des cours d'eau éphémères apportent des débris très fins dans ces cuvettes à partir des hauteurs voisines. Les grains les plus fins atteignant le centre de la dépression s'y déposent en formant la couche argileuse de takyr. En séchant, l'argile devient très compacte et très dure. Les fers à cheval n'y laissent presque pas de traces, et les coups qu'ils portent font un bruit sec. Une fois séchées, ces argiles se fissurent et la surface du sol se fragmente en dalles polygonales (de 4, 5 ou 6 côtés) dont le diamètre atteint 7 à 12 cm (fig. 27). Dans les déserts, les takyrs contiennent souvent de l'eau douce, parfois en quantité infime, car leur surface argileuse imperméable à l'eau retient les précipitations atmosphériques. Pour préserver cette eau de l'évaporation on creuse des rigoles spéciales qui l'évacuent à la périphérie du takyr vers des puits forés dans le sable; l'eau douce pénètre dans le sol en formant une lentille à la surface des eaux de fonds salées. Cette nappe d'eau douce est ensuite utilisée par la population locale.

En U.R.S.S. les plus grands takyrs se trouvent dans les régions limitrophes des plaines de piémont du Kopet-Dag; leur formation est liée à l'activité des torrents. Il en existe également près du cours inférieur de l'Amou-Daria (ancien delta Sarykamychskaïa).

Parfois, l'eau apporte dans les dépressions non seulement des particules argileuses, mais aussi des sels lessivés des roches. Après évaporation, la surface de la dépression se couvre d'efflorescences blanches constituées par des sels qui transforment progressivement le takyr en solontchak. Ces sols salins peuvent également se former quand la nappe des eaux souterraines saturée de sels n'est pas très profonde et que l'eau, remontant par les capillaires à la surface, s'évapore en y déposant les sels.

On voit donc que l'action intensive de facteurs tels que la désagrégation des roches, la déflation, le transport et l'accumulation éoliens, joints à l'activité des cours d'eau éphémères et des torrents contribuent à la formation dans les déserts de cinq types de paysage: désert rocheux, désert sableux, désert argileux, désert salé, désert à sols gypso-magnésiens.

CHAPITRE 6

Action géologique des eaux courantes

§ 1. Ruissellement et travail des cours d'eau irréguliers

Les eaux des précipitations atmosphériques en atteignant le sol se répartissent différemment. Une partie s'infiltre en profondeur et alimente les réserves d'eau souterraine, une autre retourne dans l'atmosphère grâce à l'évaporation, la troisième enfin s'écoule le long de la surface.

Dans l'ensemble des phénomènes de la dynamique externe, l'action des eaux courantes est avec les processus d'altération sur place, celle qui affecte les plus grands espaces de la surface terrestre. Les ravins et les cours d'eau couvrent la surface de la Terre d'un réseau serré. Le rôle des cours d'eaux est particulièrement important. « On dit souvent artères fluviales pour désigner les cours d'eau, écrivait l'académicien A. Pavlov, et ceci par analogie avec le corps humain dont les organes sont alimentés et irrigués par des artères.»

Nous commencerons l'étude du développement et de la formation des cours d'eau et de leurs vallées par l'examen de l'écoulement superficiel ; dans ce but, nous examinerons d'abord les formes mineures du relief élaboré par les cours d'eau irréguliers.

La durée d'un cours d'eau s'étend sur un temps assez important; c'est pourquoi, une vie humaine est insuffisante pour permettre de remarquer quelque changement dans son développement. Il en est tout autrement des ravins et des rigoles creusés par les cours d'eau irréguliers qui, pour ainsi dire, jouent le rôle de petits modèles naturels; ils se développent sous nos yeux en un temps relativement bref.

L'action géologique des eaux de ruissellement dépend de la masse d'eau écoulée et de la vitesse de l'écoulement qui est fonction de la pente. Plus la masse et la vitesse de l'eau sont grandes, plus le travail effectué est intense. Celui-ci peut être subdivisé en : 1) ablation ; 2) creusement (érosion), 3) évacuation des produits d'ablation et d'érosion (transport) et 4) dépôt des produits déplacés (accumulation).

L'écoulement des eaux météoriques peut prendre la forme de filets diffus dont l'enchevêtrement couvre d'un réseau serré les versants ou bien se concentrer en courants puissants se déplaçant suivant certaines lignes (rigoles, ravins, vallées).

Dans le premier cas, les eaux de pluie et de fonte de la neige ruissellent en se répartissant plus ou moins régulièrement sur toute la surface du versant. La force vive des petits filets étant faible, ils ne peuvent entraîner que les débris fins de la désagrégation des roches. Au pied des versants, la pente devenant plus douce et la vitesse du courant diminuant, ces débris fins se déposent. Il s'accumule ainsi sur les versants un manteau de dépôts assez épais, de constitution essentiellement limoneuse (fig. 41).

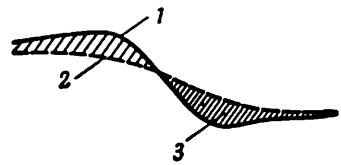


Fig. 41. Schéma de la formation d'un dépôt déluvial: *1* — allure initiale du versant; *2* — pente réduite par le ruissellement diffus; *3* — déluvion

Ce processus d'ablation dû au ruissellement diffus des eaux de pluie et de fonte de la neige est dit *déluvial* (du latin *deluo* — laver), les dépôts ainsi formés s'appelant *déluvion*. L'ablation du matériau des parties à grandes pentes et son dépôt sur les pentes plus douces tendent à adoucir le versant.

FORMATION ET DÉVELOPPEMENT DES RAVINS

Un ruissellement uniforme ne pourrait avoir lieu que sur des versants absolument plans. Or, la surface des versants présente toujours des irrégularités, des secteurs déprimés de diverses dimensions. Les filets d'eau en arrivant dans ces dépressions fusionnent pour former des filets plus puissants. Par la suite, l'écoulement s'effectue suivant la déclivité de la dépression. Comme sa puissance est déjà plus grande, le filet attaque le versant, l'use rapidement et forme une rigole. Pendant les fortes pluies ou la fonte des neiges, les précipitations atmosphériques se concentrent dans cette rigole qui se creuse et s'élargit, en remontant suivant la pente (fig. 42). C'est l'ébauche du ravinement ou de l'érosion, phénomène observé sur les pentes labourées, dans les tronçons en pente des routes de terre battue, partout où des rigoles artificielles ou naturelles épousent le versant.

Le temps aidant les rigoles se transforment en ravins qui sont des chenaux plus profonds et plus allongés (fig. 43). A la différence de la rigole initiale, le ravin progresse au-delà des versants des vallées et gagne des secteurs toujours nouveaux de l'espace des interfluves. En amont d'un ravin en progression il existe souvent une rupture de pente assez forte qui, pendant les pluies, engendre une

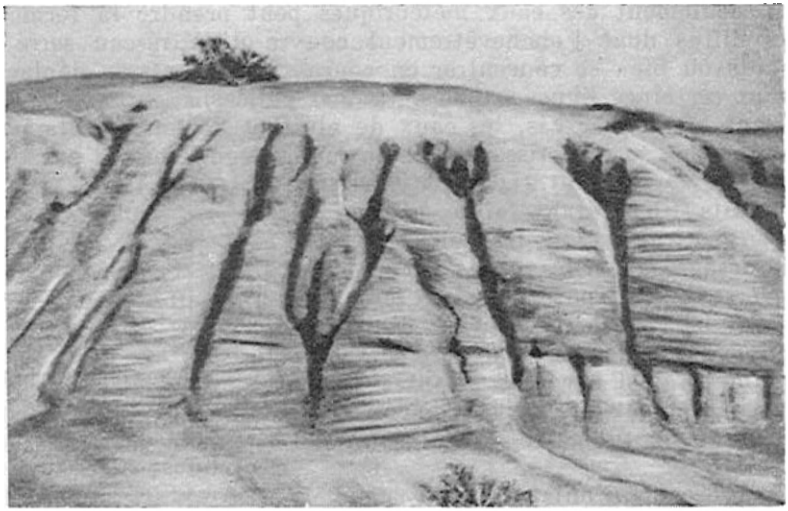


Fig. 42. Rigoles sculptées par l'érosion sur un versant

Fig. 43. Ravin en évolution

chute d'eau attaquant énergiquement le lit du ravin dont les parois s'écroulent et qui remonte la pente. En d'autres termes, le ravin croît en regressant gagnant ainsi des secteurs toujours nouveaux. En même temps son lit se creuse et s'élargit sur toute sa longueur.

Les eaux des précipitations atmosphériques affluent vers le ravin de tous les côtés et les rigoles le rejoignant se transforment

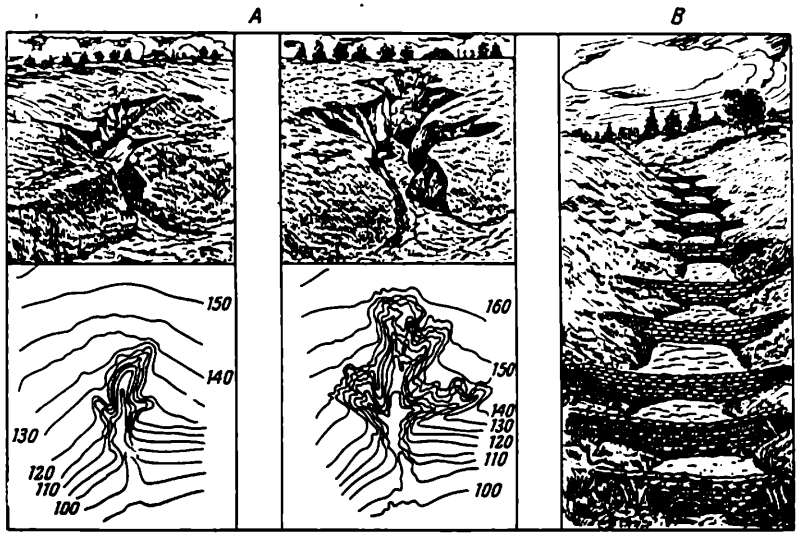


Fig. 44. Schéma montrant l'évolution d'un ravin (*A*) et mesures employées pour lutter contre le ravinement (*B*)

progressivement en ravelines latérales. Par la suite, ces ramifications évoluent de la même façon que le ravin principal (fig. 44).

Les modalités du ravinement ont été étudiées par V. Dokoutchaïev, A. Pavlov, P. Kostytchev et, ces dernières décennies, par S. Sobolev.

D'après ce dernier, on peut distinguer quatre phases dans l'évolution d'un ravin.

La première est la formation d'une rigole dans laquelle se rassemblent les eaux de fonte et de pluie. Sa profondeur ne dépasse pas 0,5 m et son profil longitudinal épouse le relief; il est souvent caractérisé par une alternance de petits seuils et de fosses qui sont particulièrement bien mis en relief dans les roches litées.

La deuxième phase commence avec l'apparition d'une forte rupture de pente ou d'une chute. Le ravin croît vers l'interfluve à mesure que les parois de la chute s'éboulent en amont. La hauteur de la chute peut atteindre 2 à 10 m, plus rarement 12 à 15 m. La profondeur des ravins dans ce cas est de 25 à 30 m (régions de la Volga, du Dniepr, bassin de la Desna, etc.). Leur profil longitudinal est

indépendant de celui du versant sur lequel ils se sont développés. Le lit a une pente forte et très irrégulière, ce qui conditionne un creusement énergique tout le long du ravin. A ce stade, le ravin débouche dans la vallée par un ressaut ou une forte pente.

La troisième phase débute quand l'aval du ravin atteint le niveau de la vallée ou d'une autre dépression dans laquelle il débouche. Le profil du lit se régularise et le ravin s'élargit; en aval il se forme des talus d'éboulis ordinairement instables qui sont sapés à la base et reçoivent d'en haut des débris fournis par l'éboulement.

La quatrième phase est celle du ralentissement de l'activité du ravin. Le creusement s'atténue, le ressaut d'amont est aplani, le ravin n'évolue plus dans le sens de la longueur. Les versants, après avoir acquis le profil d'équilibre d'un talus naturel, sont soumis à des éboulements continus et se couvrent de végétation. Le fond du ravin se tapisse d'un amas de débris.

Si le ravin descend jusqu'au niveau des eaux souterraines, il apparaît un cours d'eau permanent. Celui-ci poursuit le façonnement du ravin, qui se creuse, s'élargit, s'allonge et se transforme progressivement en une vallée fluviale.

Telles sont les formes qui évoluent sous l'effet de l'érosion, d'une simple rigole creusée dans un versant, jusqu'à une grande vallée fluviale.

Chaque cours d'eau (ou chaque ravin) a une source et une embouchure, endroit où il débauche dans une plaine ou se jette dans une mer, un lac ou un fleuve. Le niveau du bassin dans lequel débouche le ravin s'appelle *niveau de base.*

TRAVAIL DES COURS D'EAU IRRÉGULIERS

Les rigoles et les ravelines creusant les versants escarpés des montagnes se transforment rapidement en lits profonds qui débouchent sur des plaines de piémont. D'habitude, ces lits sont à sec ou presque. Mais pendant les averses ou la fonte des neiges qui couvrent les cimes des montagnes, ils se remplissent d'eau qui descend impétueusement le long du versant. Dans son mouvement rapide le torrent entraîne une masse importante de sable et de pierraille; il peut même déplacer de gros blocs, augmentant ainsi considérablement son action destructive. En débouchant dans la plaine de piémont le courant se ralentit brusquement, le torrent se répand dans la plaine et dépose tous les matériaux qu'il a charriés. C'est ainsi que se constitue le *cône de déjection* (fig. 45). Les matériaux s'y déposent suivant la grosseur des grains : les gros débris près de la montagne, les graviers plus loin dans la plaine, puis le sable et, enfin, les grains de poussière fine, en bordure du cône, là où l'eau ne se déplace presque plus. Les dépôts des cours d'eau irréguliers dans la zone du cône de déjection forment des accumulations d'un type génétique particulier et portent le nom de *dépôts torrentiels.*

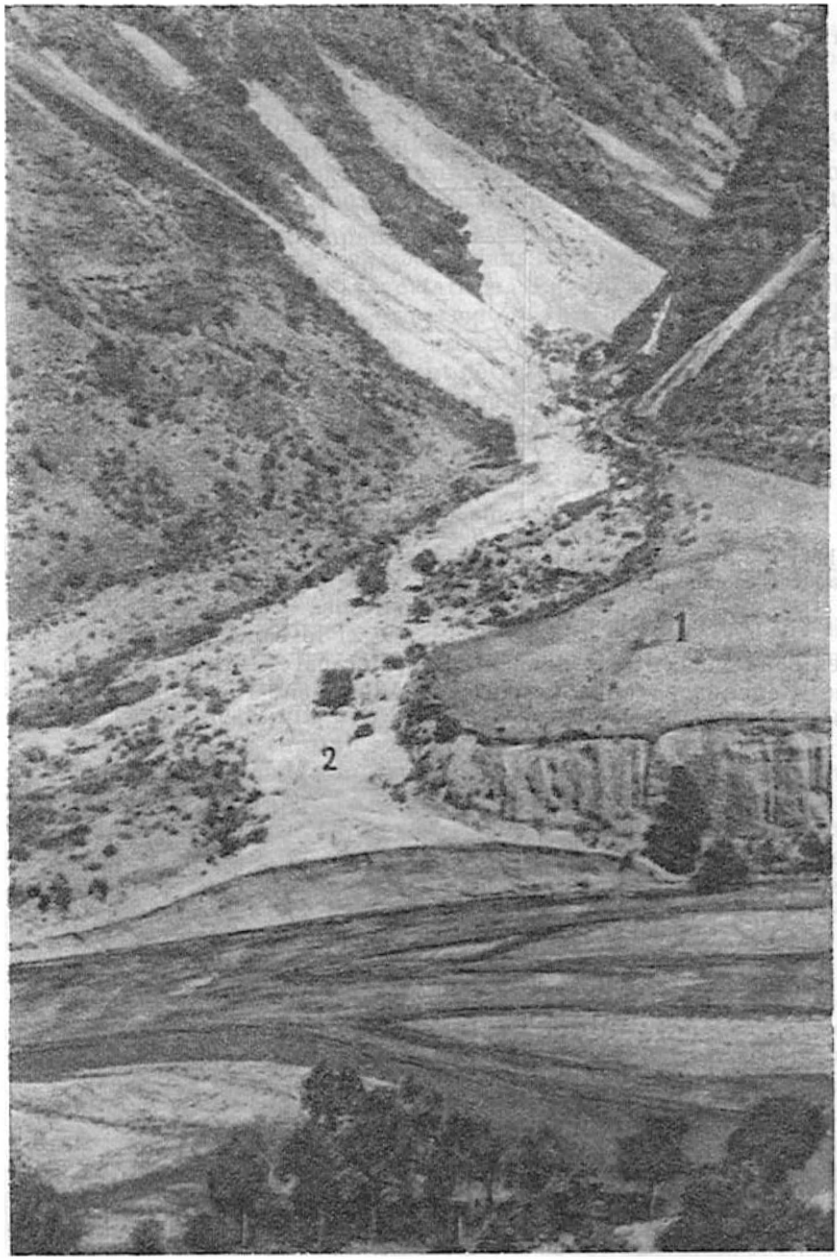


Fig. 45. Cône de déjection d'un torrent:
1 — ancien cône de déjection; *2* — cône de déjection récent s'enfonçant dans l'ancien

Le niveau de base d'un torrent se situe au pied des montagnes à l'endroit où celui-ci débouche dans la plaine et où dominent les processus d'accumulation.

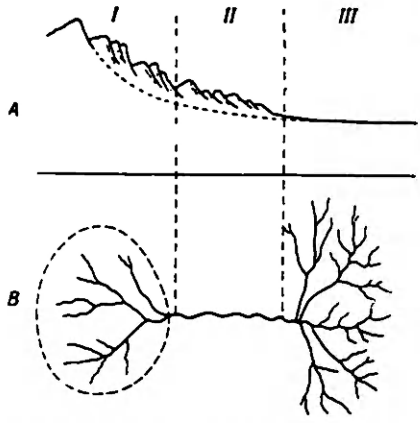


Fig. 46. Schéma d'un torrent: *A* — profil longitudinal; *B* — plan: I — bassin de réception; II — canal d'écoulement; III — cône de déjection

Les observations montrent que les torrents s'allongent en remontant à partir du niveau de base; ce phénomène porte le nom d'*érosion remontante* ou *régressive*. Chaque année ils allongent leur cours, gagnant des secteurs toujours nouveaux des versants. L'extension du lit principal s'accompagne du développement de rigoles latérales pour lesquelles le lit principal est à son tour un niveau de base.

Un torrent typique comporte trois parties bien distinctes:

1) le bassin de réception, où les eaux se rassemblent en suivant un réseau de rigoles et de sillons;

2) le canal d'écoulement, où les eaux concentrées dans un lit principal se dirigent vers la zone d'épandage; c'est la partie où dominent l'érosion et le transport des débris;

Fig. 47. Produits de déjections d'un sil, Tian-Chan central

3) la zone d'épandage (cône de déjection) qui se trouve dans la plaine de piémont ; là, le torrent ayant quitté les montagnes, sa vitesse diminue sensiblement et toute la charge de matériaux se dépose sur place (fig. 46).

Sels et *mourrés*. Dans les vallons et les vallées de montagnes on voit apparaître parfois des coulées de boue et de pierres animées d'une grande vitesse et possédant une puissance destructrice énorme. Elles sont dues soit à la fonte rapide des neiges, soit à de très fortes averses. Ces coulées de boue et de pierre s'appellent *sel* ou *sil* en Asie centrale et au Caucase et *mourré* dans les Alpes (fig. 47). Parfois, leur action est proprement dévastatrice. Il en fut ainsi, par exemple, quand le 8 juillet 1921 un sel énorme envahit brusquement la ville d'Alma-Ata. Des rues entières furent recouvertes de boue et des pierres, de nombreux édifices furent détruits, on compta de nombreuses victimes. La force vive de la coulée fut si grande que même des blocs de plusieurs tonnes furent entraînés.

§ 2. Notions générales sur les cours d'eau

Les cours d'eau jouent un rôle énorme dans la vie économique des peuples.

Les premiers établissements humains ont été intimement liés aux cours d'eau, et c'est autour des artères fluviales que se sont développées les civilisations anciennes.

Les villages et les villes se sont installés principalement au bord des cours d'eau, les capitales de nombreux pays se trouvent sur de grands fleuves. La Volga à elle seule traverse 12 centres régionaux et industriels de l'U.R.S.S.

Les embouchures des fleuves ont eu une importance particulière. L'homme a commencé à les exploiter il y a plusieurs millénaires. Dès l'Antiquité ont été peuplées les régions des deltas de Yang-tseu-kiang, du Gange, du Nil, du Tigre, de l'Amou-Daria, riches en terres fertiles ; c'est ici que l'agriculture irriguée est apparue il y a 5 000 ans.

Les fleuves sont très utiles sous de nombreux rapports en tant que : *sources principales de ravitaillement en eau* ; *fournisseurs principaux d'eau utilisée dans l'irrigation* ; *voies de communications commodes et peu onéreuses*; *source de grande quantité d'énergie bon marché* ; *réserve de richesses poissonnières*.

Chaque cours d'eau se distingue par : 1) son débit ; 2) sa hauteur d'eau ; 3) sa vitesse d'écoulement. Tous ces éléments varient suivant les saisons ainsi que d'une année à l'autre. Leur modification constitue le *régime* du fleuve.

Le débit et la hauteur d'eau d'un cours d'eau dépendent de son *alimentation* et des fluctuations de celle-ci. L'alimentation des cours d'eau s'effectue à partir des eaux de surface et des eaux souterraines.

D'après leur mode d'alimentation dominant, les cours d'eau sont classés en plusieurs groupes:

I. Cours d'eau à alimentation essentiellement *neigeuse* (par exemple, les cours d'eau de la partie européenne de l'U.R.S.S.). Pour un grand nombre d'entre eux, l'écoulement de printemps grossi par la fonte des neiges constitue de 50 à 70% de l'écoulement annuel. Ce groupe comprend de nombreux cours d'eau de l'hémisphère boréal. En plus de l'eau de fonte des neiges, ces fleuves reçoivent également celle des pluies d'automne et de printemps.

II. Cours d'eau à alimentation essentiellement *glaciaire*. Ce groupe comprend notamment les cours d'eau d'Asie centrale qui descendent des hautes montagnes couvertes de glaciers, tels l'Amou-Daria, le Tarim, le Syr-Daria, etc. La majeure partie de leur cours passant par des régions désertiques à climat aride où les précipitations sont infimes et l'évaporation intense, ils ne reçoivent pas d'alimentation subsidiaire en chemin, mais perdent, au contraire, beaucoup d'eau par évaporation et infiltration. C'est pourquoi nombre d'entre eux n'atteignent pas la mer et tarissent dans les sables du désert (Tchou, Mourgab, etc.).

III. Les cours d'eau à alimentation essentiellement *pluviale*. Ce groupe comprend les cours d'eau traversant les régions pauvres en neige mais qui ont en revanche de fortes pluies d'été et d'automne; ainsi, en Extrême-Orient, la neige ne contribue que pour 20% seulement aux précipitations annuelles, alors que 80% sont fournies par les pluies. Dans ce groupe on compte des grands fleuves, tels l'Amazone à qui la fonte des neiges des montagnes ne donne que le centième de son débit, le Congo, le Nil, l'Orénoque, l'Amour, etc. Les rivières de France et de certains autres pays d'Europe sont alimentées également par les pluies persistantes d'automne et d'hiver.

IV. Cours d'eau à *alimentation mixte*; par exemple de nombreuses rivières du Caucase, certains fleuves de l'Inde, de l'Asie centrale (ce type d'alimentation est très répandu).

L'*alimentation par les eaux souterraines* est observée dans tous les cours d'eau, mais elle est surtout importante quand la vallée est remblayée par des dépôts meubles et épais. Dans ce cas, quand le niveau d'eau dans le fleuve monte sensiblement, les dépôts se saturent d'eau qui s'infiltre à travers les pores. Lors de la baisse du niveau, cette eau souterraine afflue vers la rivière. Quand celle-ci est à son niveau le plus bas ou quand elle est prise par les glaces, elle est surtout alimentée par les eaux souterraines. Les cours d'eau du Nord de l'U.R.S.S. reçoivent 30% de leur eau par les eaux souterraines, ceux de la zone moyenne, de 10 à 20%, et ceux du Sud du pays de 5 à 10%.

Au cours de l'année, le régime des cours d'eau change suivant le mode et l'abondance de l'alimentation. Prenons, en guise d'exemple, les fleuves de plaine de la partie européenne de l'U.R.S.S. Comme on l'a déjà dit, ils sont surtout alimentés par la fonte des neiges et

partiellement par les pluies. Pendant 4 à 5 mois environ ces fleuves sont pris par les glaces. La plupart d'entre eux est gelée dès fin d'octobre ou vers la première moitié de novembre; la débâcle commence en mars ou au début d'avril. Au printemps, avec le dégel, les fleuves reçoivent l'eau de fonte des neiges. Un peu plus tard c'est le début de la *débâcle*. L'abondance de l'eau fournie par la fonte des neiges, qui s'écoule de l'aire de drainage (bassin d'alimentation) dans le fleuve, provoque une montée de l'eau rapide et brutale. Le fleuve sort de ses berges et recouvre les vastes étendues de la plaine inondable. Le niveau monte pendant de 20 à 25 jours et même parfois un mois, atteignant ordinairement un maximum en mai, puis commence la décrue qui dure de 40 à 60 jours. Vers la fin de l'été, le niveau d'eau du fleuve est à son *minimum*.

La période où le débit du fleuve atteint son minimum et où le niveau est le plus bas s'appelle *étiage*.

L'époque de l'augmentation brutale du débit et de la montée du niveau d'un fleuve grossi par la fonte des neiges hivernales est nommée *période de grande crue*. La hauteur d'eau et la durée de la crue dépendent de nombreux facteurs:

1) type de temps en hiver et en été;
2) épaisseur et compacité de la neige;
3) quantité et intensité des précipitations de printemps;
4) temps mis par le flot de la crue pour s'étaler sur les diverses parties du bassin;
5) superficie et relief du bassin, etc.

Les positions correspondantes du niveau sont dénommées *haute eau* (période des crues) et *basses eaux* (niveau d'étiage).

Les crues ordinaires sont provoquées par des pluies persistantes et abondantes. Ces crues ne sont pas très importantes pour les rivières de plaine de la partie européenne de l'U.R.S.S. Un exemple des variations annuelles du débit et du niveau d'un cours d'eau, ainsi que la part des divers types d'alimentation nous est fourni par l'hydrogramme de la Volga, près de la ville de Kamychine (fig. 48, *A*).

Le régime des rivières d'influence surtout pluviale (rivières d'Extrême-Orient russe), se distingue sensiblement du régime des cours d'eau de la partie européenne de l'U.R.S.S. Leur débit et leur niveau atteignent un maximum dans la deuxième moitié de l'été et au début de l'automne (fig. 48, *B*), au moment où tombent des pluies particulièrement fortes.

Les rivières à alimentation mixte ont des niveaux et des débits maximaux pendant les mois d'été, époque des pluies et de fonte des glaciers dans les montagnes (fig. 48, *C*).

Les hauts niveaux des rivières d'influence glaciaire (Amou-Daria, Syr-Daria) correspondent aussi aux mois chauds de l'été. Cette particularité du régime des cours d'eau traversant les déserts permet l'utilisation de grandes quantités d'eau pour l'irrigation pendant les mois les plus secs.

Les diagrammes de la fig. 48 indiquent les rapports approximatifs des divers types d'alimentation qui varient parfois en fonction des conditions du milieu. Ainsi, l'alimentation souterraine des rivières pendant les grandes crues dépend des conditions hydrogéologiques et, en particulier, du niveau de la nappe aquifère et de ses rapports avec la rivière. D'après B. Koudéline, plusieurs types d'alimentation souterraine sont possibles.

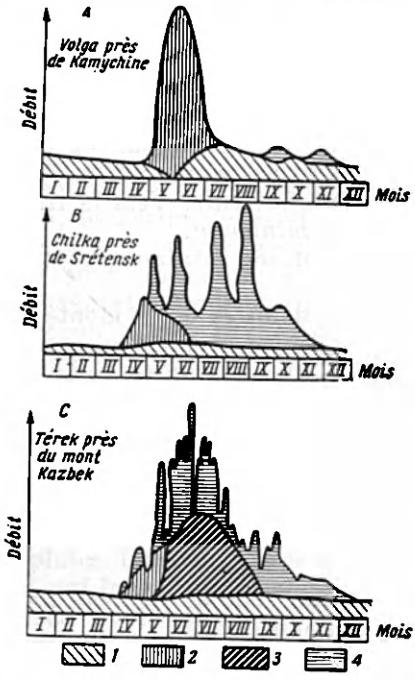


Fig. 48. Hydrogramme des cours d'eau. Modes d'alimentation : *1* — souterraine ; *2* — nivale ; *3* — glaciaire ; *4* — pluviale

1. La rivière en entier coule dans des argiles imperméables, alors que le niveau des eaux souterraines se trouve plus haut, sans communiquer avec elle. Dans ce cas, pendant la crue, l'alimentation souterraine s'effectue comme il est indiqué sur la fig. 49, *A*.

2. La rivière a son lit dans les sables perméables, et les eaux souterraines communiquent avec elle. Pendant la crue, le niveau de la rivière monte rapidement et l'eau s'infiltre en partie dans les sables secs (fig. 49, *B*). C'est alors la rivière qui alimente la nappe aquifère et non pas l'inverse.

3. Deux nappes aquifères se trouvent près du lit de la rivière, l'une au-dessus, l'autre au-dessous, séparées par des couches de terrains imperméables ; la nappe inférieure communique avec la rivière et la supérieure non. Dans ce cas, l'alimentation se fait suivant le schéma des fig. 49, *A* et 49, *B*.

La hauteur d'eau absolue dans une rivière varie suivant le volume des précipitations atmosphériques. Le tableau 5 donne les hauteurs maximales de quelques rivières enregistrées ces 50 dernières années.

Pendant une grande crue le débit d'une rivière est supérieur de 5 à 20 fois environ à celui de l'étiage. Pour la Moskova, il l'est de 20 ou 30 fois et même de 100 dans les années humides.

La *vitesse* d'un cours d'eau est fonction de la masse d'eau, de la pente et des inégalités du lit qui caractérisent l'écoulement.

Le *courant fluvial* est en général *turbulent* (désordonné, tourbillonnaire) ; autrement dit, la vitesse en chaque point du courant varie constamment en grandeur et en direction (est soumise à des

pulsations). Dans une rivière rapide le mouvement turbulent engendre des tourbillons (remous). La turbulence du courant produit un brassage de toute la masse d'eau du fond jusqu'à la surface.

Tableau 5

Cours d'eau	Hauteur maximale au-dessus de l'étiage d'été, m	Année
Oka, près de Kalouga	18	1908
Volga, près des Jigouli	17	1926
Nijniaïa Toungouska à 30 km de l'embouchure	32	1937
Yang-tsé-Kiang dans le défilé en amont d'Itchan	40	1931

Un *courant fluvial* n'est *laminaire* (en filets d'eau) que sur des secteurs isolés en pente douce où la vitesse est très faible.

La vitesse moyenne d'une rivière est donnée par la formule de Chézy : $v = C\sqrt{RI}$, où C est le coefficient qui dépend surtout du

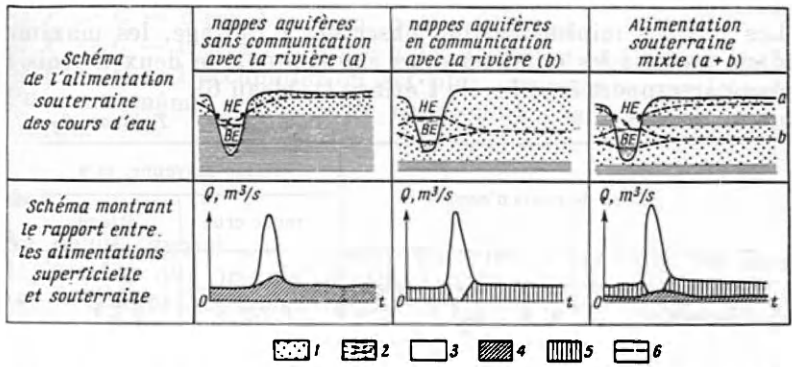


Fig. 49. Représentation schématique des types d'alimentation souterraine des cours d'eau (d'après B. Koudéline) : *1* — terrains aquifères ; *2* — argiles imperméables ; *3* — alimentation superficielle ; *4* — alimentation souterraine à partir des nappes aquifères sans communication avec la rivière ; *5* — alimentation souterraine à partir des nappes aquifères en communication avec la rivière ; *6* — niveau de la nappe aquifère ; BE — basses eaux de la rivière ; HE — hautes eaux de la rivière

frottement (rugosité des parois et du fond du lit), R, le rayon hydraulique de la rivière, c'est-à-dire le quotient de la surface de la « section mouillée » par son périmètre (pour une rivière large de faible profondeur, R est voisin de la profondeur moyenne), et I, la pente de la surface de la rivière par unité de longueur.

La vitesse moyenne des rivières de plaine calmes et de grandeur relativement faible (Oka, Moskova, etc.) est de 0,5 à 0,6 m/s; les grands fleuves (Volga, Dniepr) coulent à une vitesse de 1 m/s et plus, et les cours d'eau de montagnes, de 3,5 à 5,0 m/s et davantage. Cette vitesse du courant varie en fonction du temps et de l'espace sous l'action de divers facteurs.

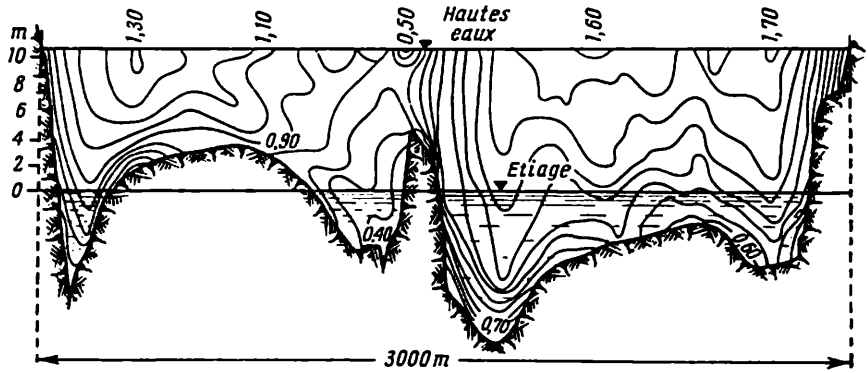


Fig. 50. Section mouillée de la Volga près de Saratov. Répartition des vitesses du courant à l'époque des hautes eaux

Les vitesses minimales sont observées à l'étiage, les maximales pendant les grandes crues où elles augmentent de deux à trois fois et plus par rapport à celles de l'étiage (tableau 6).

Tableau 6

Type de cours d'eau	Vitesse moyenne, m/s	
	grande crue	étiage
Grands fleuves de plaine (Volga, Dniepr)	1,7-2,5	0,8-1
Rivières de plaine de dimensions moyennes (Oka, Moskova)	1,5-2,0	0,6-0,5
Petites rivières de plaine	1,2-1,5	0,5-0,4
Petites rivières de montagne	5,0	1,0
Petites rivières à régime mixte semi-montagneux (Koura)	3,0	1,5

Le tableau 6 fournit des moyennes pour toute la section du courant. En fait, près des berges la vitesse est plus faible qu'au milieu du courant où le lit est plus profond ; de même, près du fond, la vitesse est moindre que dans la partie supérieure du courant.

La répartition des vitesses dans la section mouillée de la Volga près de Saratov à l'époque des grandes crues est représentée sur la

fig. 50. En été, dans cette section suivant le talweg, la vitesse est de 0,4-0,5 m/s, dans les autres parties elle est inférieure.

La vitesse varie aussi suivant la partie du cours considérée : là où les berges se resserrent, elle est plus grande que le long des biefs, secteurs profonds et élargis de la rivière.

§ 3. Travail des cours d'eau

La capacité d'une rivière à effectuer un travail peut être appelée force vive ou puissance. Cette puissance est proportionnelle à la masse d'eau (m) et au carré de la vitesse (v) :

$$P = \frac{mv^2}{2}.$$

Plus il y a d'eau dans la rivière et plus la vitesse est grande, plus le travail effectué par la rivière est important.

Ce travail comporte les éléments suivants : 1) érosion (creusement); 2) évacuation (transport) des matériaux fournis par l'érosion et la désagrégation ; 3) dépôt (accumulation) en cours de route des matériaux déplacés.

Suivant le rapport entre la puissance (P) et la charge (C) qu'elle entraîne le travail de la rivière varie. Trois cas sont possibles :

1) $P > C$ — c'est l'érosion qui prédomine ;
2) $P = C$ — il y a équilibre entre l'érosion et l'accumulation ;
3) $P < C$ — l'accumulation est plus importante que l'érosion.

Pour un même cours d'eau ce rapport change d'un endroit à l'autre.

ÉROSION

Au début, quand une rivière commence à façonner son cours, c'est l'érosion qui prédomine. On distingue l'*érosion verticale* qui excave le fond et l'*érosion latérale* qui élargit le lit. Ces deux formes d'érosion agissent en même temps et leurs manifestations peuvent toujours être décelées, mais l'érosion verticale est plus importante que l'érosion latérale au début de la vie d'un cours d'eau, tandis que par la suite c'est l'inverse. Les blocs, le gravier, le sable, charriés par le cours d'eau augmentent notablement son action érosive en usant et en nivelant la surface du lit.

Le niveau de base d'une rivière est le niveau du bassin de réception dans lequel elle se déverse. «Ce niveau est l'un des seuils qui déterminent la pente» (Makkavéev, 1957) et, par conséquent, le travail de la rivière. Il faut signaler à ce propos les tentatives de révision de la notion de « niveau de base » entreprises ces derniers temps, car on a remarqué à maintes reprises que le courant fluvial continue au-dessous de ce niveau (au fond de la mer) parfois à des distances assez grandes. Certains chercheurs estiment possible de prendre

comme niveau de base la surface du fond du bassin de réception au niveau de laquelle la rivière perd sa force vive et ne peut plus approfondir son lit.

Le cours d'eau régularise son lit en partant du niveau de base suivant la loi de l'érosion *remontante* ou *régressive*. Imaginons une surface (*AB*) (fig. 51) sur laquelle coule une rivière. Supposons que cette surface ait une pente plus ou moins régulière, mais assez forte. Au point a_2 se concentrent les filets isolés, au point a_1 la rivière reçoit des cours d'eau secondaires déjà importants, et au point *a*, les plus gros affluents. *B* est le niveau de base.

Si la pente reste constante, l'intensité de l'érosion est déterminée par la masse d'eau existant à l'endroit correspondant. Dans le cas considéré elle est maximale dans le secteur du cours inférieur (*aB*).

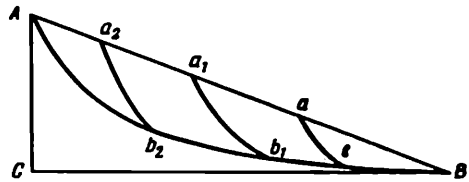


Fig. 51. Elaboration par une rivière du profil d'équilibre (d'après A. Pavlov)

C'est pourquoi avec le temps, le lit dans ce secteur prend la forme *abB*. Dans le secteur *ab* la pente s'accentue, la vitesse du courant augmente et le creusement du lit s'accélère au-dessus du point *a*. L'approfondissement du secteur a-a_1 donne au fond du lit la forme a_1b_1bB. Le creusement est donc accru au-dessus du point a_1 et ainsi de suite. En définitive, la rivière approfondit sa vallée qui deviendra plus régularisée qu'initialement et le fond du lit prendra la forme de la courbe Ab_2b_1bB (habituellement concave) qui dans le cours inférieur tend vers l'horizontale. La vitesse du courant diminue fortement et le processus d'érosion est atténué. Cette courbe régulière s'appelle *profil régularisé* de la rivière ou *profil d'équilibre*. A l'embouchure le profil d'équilibre est proche de son niveau de base.

Cet exemple est assez schématique, puisque les conditions de l'évolution sont supposées idéales : pente régulière et homogénéité des roches attaquées par l'érosion. Le plus souvent, il n'en est pas ainsi dans la nature. La pente le long de laquelle s'écoule la rivière est d'habitude très irrégulière et les roches qui la constituent sont de nature lithologique différente et de résistance inégale. Lorsqu'il y a alternance des roches tendres et dures, le courant s'enfonce plus facilement dans les roches peu résistantes alors que les roches dures freinent le creusement du lit et forment des *rapides*. Les célèbres rapides du cours moyen du Dniepr sont dus aux affleurements de roches cristallines très résistantes au milieu des sédiments meubles de sable argileux.

Lorsqu'en 1932 on construisit le barrage du Dniéproguès, les rapides qui entravaient énormément la navigation furent recouverts par les eaux du bassin de retenue.

Les rivières Volkhov, Narva, Msta, Angara, Vitime, etc., comportent, eux aussi, des rapides.

La formation des rapides n'est pas obligatoirement due à la présence de roches résistantes. Souvent, ce sont des restes du relief initial qui existait avant l'apparition du cours d'eau. Parfois, ils proviennent de l'activité d'un glacier disparu. Les rapides provoquent un changement brutal de la vitesse du courant et de son activité érosive.

Si le cours d'eau rencontre des ruptures de pentes abruptes, il se forme des *chutes*. Les cataractes de grands fleuves étonnent par l'énorme masse d'eau qui tombe verticalement, leur largeur dépassant de beaucoup leur hauteur. Dans les montagnes, on rencontre, au contraire, des cascades dont la hauteur de chute est de beaucoup supérieure à la largeur du filet d'eau. Le célèbre cataracte du Niagara de 50 m de haut est un exemple de chute du premier type. Après le recul des glaciers du Labrador, la rivière Niagara qui prend sa source au lac Erié se dirigea vers le lac Ontario en rencontrant sur son passage un escarpement préglaciaire très abrupt. La chute s'est formée à cet emplacement.

L'observation des chutes a permis de se faire une idée de la force destructrice de l'eau tombant verticalement ainsi que de l'évolution originale de la portion du lit en amont du seuil.

L'eau tombant avec une grande force excave le fond au pied de la chute et engendre des tourbillons complexes. Certains filets d'eau descendent le courant, d'autres se dirigent dans le sens inverse vers le pied de la chute. Par un travail de sape l'eau creuse une niche qui s'élargit progressivement jusqu'à ce que la partie supérieure du seuil de la chute, qui surplombe la niche, s'écroule. L'eau continue alors son travail de sape ; l'escarpement est détruit peu à peu et la chute remonte vers l'amont. La vitesse du recul de la chute est fonction de la masse d'eau qui y passe. Ainsi, les observations effectuées de 1842 à 1911, ont permis de constater dans la partie canadienne de la chute du Niagara un recul de l'ordre de 1,2 m par an.

On compte aussi parmi les plus grandes chutes celle de Jerzop dans les Ghâtes occidentales (Inde) qui tombe à pic d'une hauteur de 249 m. Sa force destructive est particulièrement grande à l'époque des moussons lorsque la masse d'eau augmente considérablement. Pendant la saison sèche, son débit devient beaucoup plus faible.

Il existe aussi une grande cataracte sur le fleuve Zambèze en Afrique australe : les chutes Victoria ; elles sont presque deux fois plus larges que celle du Niagara (1 600 m) et leur hauteur est d'environ 130 m.

Dans les régions montagneuses de l'U.R.S.S. on trouve également de nombreuses chutes (Crimée, Caucase, chaîne Guissarski, Tian-Chan, etc.).

Les débris de roche parfois très gros qui tapissent le fond du lit au pied de la chute contribuent à l'approfondissement de celui-ci. L'eau en tombant entraîne ces débris dans le tourbillon qui leur communique un mouvement giratoire; ils forent alors dans le fond de la rivière des cavités arrondies faisant penser à des puits verticaux ou à des marmites énormes. On appelle ces cavités *marmites de géants*.

Ainsi, les chutes contribuent à l'approfondissement du lit.

La présence dans le lit de la rivière de barres et de seuils exerce une influence sur l'élaboration du profil d'équilibre (fig. 52). Imaginons un cours d'eau dont le relief du fond comporte un seuil.

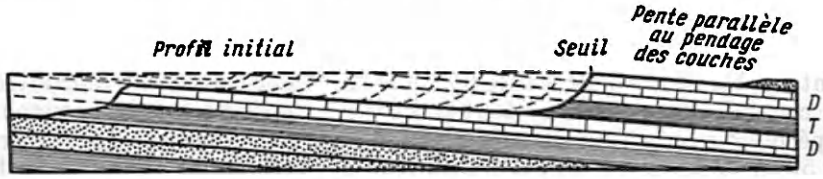


Fig. 52. Phases d'évolution et du recul d'un seuil: *D* — roches dures, résistantes; *T* — roches tendres, facilement érodables (d'après Arthur Holmes)

C'est lui qui déterminera l'évolution du cours d'eau et l'élaboration du profil d'équilibre vers l'amont jusqu'à son usure totale par le courant; ce n'est qu'alors que l'élaboration du profil d'équilibre sera fonction du niveau de base. Les seuils de ce genre constituent des *niveaux de base locaux*. De même, des niveaux de base locaux peuvent se créer à la confluence d'un cours d'eau avec un grand affluent, lors du refoulement du courant par les alluvions de ce dernier ou du fait de l'édification d'ouvrages hydrauliques. Ainsi, le barrage du Dniéproguès constitue le niveau de base de la partie du Dniepr située en amont, tandis que la mer Noire est le niveau de base de la partie en aval. Nous voyons donc que la régularisation du profil met en jeu tout un système de niveaux de base locaux et non seulement le niveau de base général.

TRANSPORT DES DÉBRIS

Le pouvoir d'érosion d'une rivière s'accroît considérablement lorsqu'elle charrie une grande masse de particules solides (graviers, sable) qui usent et érodent les roches du fond.

Le transport des matériaux par le courant se fait de diverses manières:

a) par traction ou roulement des débris sur le fond;

b) en suspension des grains fins ou troubles;

c) à l'état de solution.

La charge d'un courant est maximale aux périodes de hautes eaux et de crue.

Les recherches hydrologiques ont montré que la composition de la charge solide et son importance par rapport aux matières en solution changent suivant la nature du cours d'eau (tableau 7).

Tableau 7

	Charge de fond			
Type des cours d'eau	composition	teneur en % par rapport à la turbidité	Composition de la turbidité	Part des matières en solution en % par rapport à la turbidité
Torrents à alimentation glaciaire	Galets surtout	30-40 %	Sable et grains à calibre plus fin	10-30%; pour les cours d'eau de faible puissance jusqu'à 50 %
Grandes rivières de plaine	Grains de sable surtout	10 %	Grains de diamètre $<0,1$ cm	Jusqu'à 70 %

Pour avoir une idée du pouvoir de transport d'un cours d'eau, il suffit de donner quelques exemples. Ainsi, l'Amou-Daria charrie chaque année jusqu'à l'embouchure environ 570 millions de tonnes de troubles; le Yang-tséu-Kiang, 2 532 millions de tonnes; le Danube, 82,1; la Volga, 19; le Rhin, 4. Ces quantités dépendent de facteurs tels que la vitesse du courant, la nature géologique des roches composant les berges, la puissance du cours d'eau, etc. On peut donner les chiffres suivantes:

une vitesse de 0,3 m/s permet de transporter du sable fin
» » » 0,6 m/s » » » du gros sable
» » » 1 » » » » du gravier fin
» » » 1,2 » » » » des galets de la grosseur d'un œuf
» » » 2 » » » » des galets jusqu'à 10 cm de diamètre
» » » 2,4 » » » » des galets jusqu'à 20 cm

Le poids des débris traînés sur le fond est proportionnel à la puissance 6 de la vitesse. Ceci explique la différence entre le calibre des débris entraînés par les rivières de plaine et de montagne. Si la vitesse des rivières de plaine est prise égale à 1, celle des rivières de montagne est exprimée par le chiffre 3, alors que le poids des matériaux que ces dernières charrient est 729 fois supérieur à celui des débris transportés par les rivières de plaine.

Comme le montre le tableau 7, tous les cours d'eau transportent, en plus de la charge solide, des matières en solution dont le volume est particulièrement important dans les grands fleuves de plaine où elles constituent jusqu'à 60 ou 70% des turbidités. N. Strakhov classe en trois groupes les substances transportées par les cours d'eau :

1) sels facilement solubles (NaCl, KCl, $MgSO_4$, $CaSO_4$) qui sont toujours présents dans les eaux fluviales sous forme de solutions vraies ; dans les cours d'eau des climats humides, ils constituent une faible partie de la charge, alors que dans ceux des régions arides, leur rôle est capital (Missouri, Arkansas, etc.) ;

2) carbonates des métaux alcalins et alcalino-terreux ($CaCO_3$, $MgCO_3$, Na_2CO_3) ; les eaux fluviales contiennent surtout du $CaCO_3$;

3) combinaisons de Fe, Mn, P en quantité généralement faible, parfois des traces seulement.

Seules les substances du premier groupe sont transportées exclusivement sous forme de solution. Les autres combinaisons peuvent être déplacées soit en solution, soit en suspension, notamment les matières organiques. Le mode de transport est déterminé par la dissolubilité des constituants de la charge. Ainsi, la silice dont la solubilité est très faible, est déplacée surtout sous forme de troubles.

ACCUMULATION (REMBLAIMENT)

L'érosion et le transport des matériaux sont accompagnés de l'accumulation de ces derniers. Tous les cours d'eau sans exception charrient des débris et les déposent à l'occasion. Dès le premier stade du développement du cours d'eau, lorsque les processus d'érosion et de transport prédominent nettement sur l'accumulation, on peut trouver tout de même des secteurs où les matériaux charriés par la rivière se déposent. Au début, ces alluvionnements sont instables et quand la masse d'eau et la vitesse augmentent (hautes eaux ou crues), ils peuvent être de nouveau entraînés dans le sens du courant. A mesure que s'élabore le profil d'équilibre, les alluvions du lit deviennent de plus en plus stables.

Les accumulations de débris de roches dans les vallées fluviales s'appellent *alluvions* (du latin *al* — vers et *luere* — laver).

§ 4. Vallées et rivières, forme et évolution

Suivant la phase de l'évolution d'un cours d'eau son profil transversal change.

Dans une rivière au niveau de base très bas c'est le creusement qui l'emporte et qui aboutit rapidement à la formation d'une vallée profonde aux flancs abrupts. Le profil de cette vallée à cette phase de développement correspond à la définition du *cañon* (vallée en gorge) (fig. 53) ou vallée en V. Le fond d'une telle vallée est entièrement

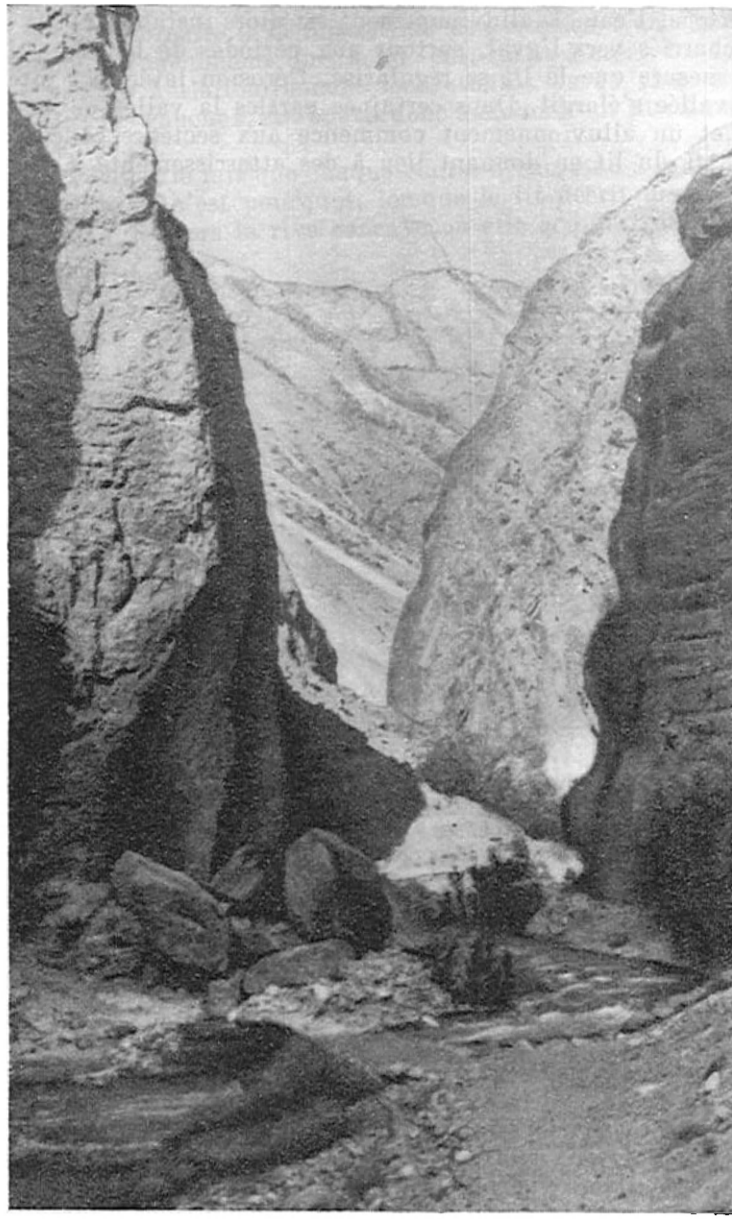


Fig. 53. Vallée en forme de cañon (rivière Isfaïramsaï)

couvert par l'eau. L'alluvionnement est alors instable, et les débris sont charriés vers l'aval, surtout aux périodes de hautes eaux.

A mesure que le lit se régularise, l'érosion latérale s'intensifie et la vallée s'élargit. Dans certaines parties la vallée devient plus large et un alluvionnement commence aux secteurs concaves des tournants du lit en donnant lieu à des atterrissements. Ces dépôts

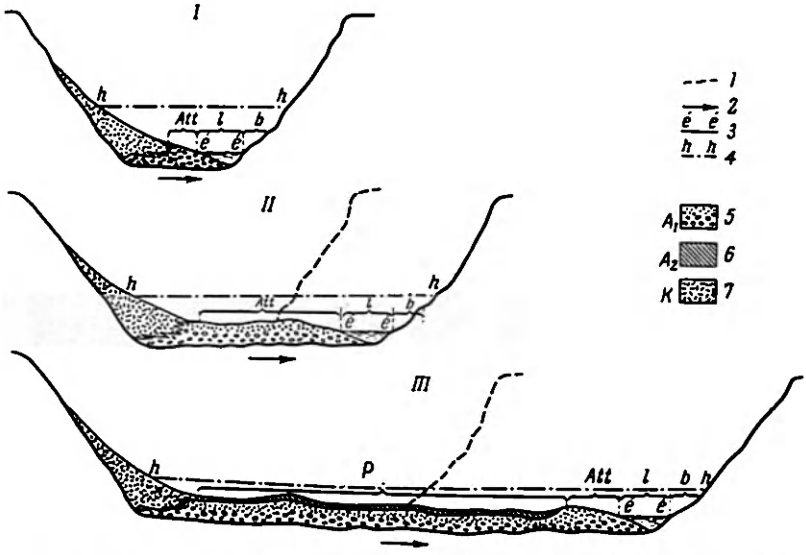


Fig. 54. Schéma de l'évolution de la plaine alluviale dans une vallée d'érosion (d'après E. Chantser): sections transversales de la vallée correspondant aux trois phases successives de son évolution (I, II, III). *1* — position antérieure de la berge affouillée; *2* — sens de la migration du lit; *3* — niveau d'étiage; *4* — niveau des hautes eaux; *5* — dépôts alluviaux du chenal d'écoulement; *6* — limons de débordement; *7* — dépôts de versants; *l* — lit d'étiage; *b* — berge haute; *Att* — atterrissement de bordure; *P* — plaine alluviale

fluviatiles se combinent de différentes manières aux débris descendant des versants de la vallée. Comme le montre la fig. 54, cette phase correspond à la formation d'une *vallée en auge*. L'évolution ultérieure de la vallée est liée au processus de formation des méandres et aux oscillations latérales du lit.

Le cours des rivières est ordinairement sinueux, ce qui est dû à des causes diverses: irrégularités du relief initial, variations dans la composition et la structure des roches, conditions hydrodynamiques de l'écoulement. Ce sont ces dernières qui jouent le rôle essentiel: turbulence du mouvement de l'eau, apparition de tourbillons se déplaçant avec le courant et déterminés par la pente, débit et transport des alluvions.

Les études hydrodynamiques montrent que « dans chaque courant fluvial même laminaire... la répartition des vitesses a un caractère tourbillonnaire, phénomène qui, à lui seul, suffit à créer des conditions favorables à l'affouillement local tantôt de la rive droite, tantôt de la rive gauche », et aboutit donc à élaborer un lit « sinueux » (Vélikanov, 1948).

La force d'inertie fait que chaque goutte d'eau tend à se déplacer en ligne droite et c'est pourquoi, lorsque le lit décrit une courbe, l'eau se précipite vers la rive concave où elle acquiert une vitesse

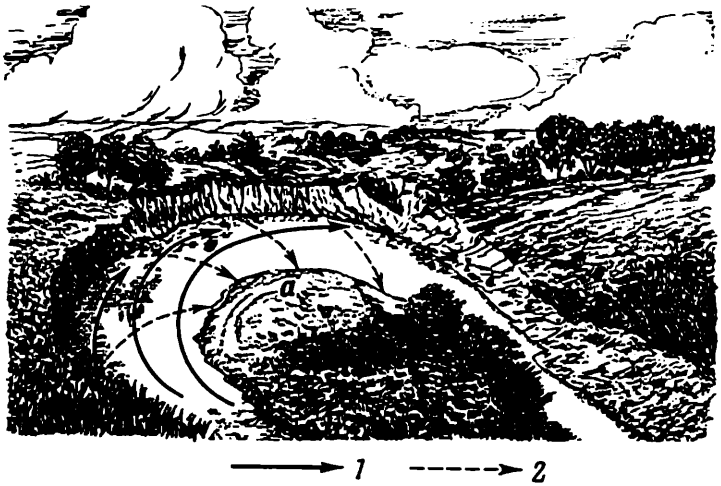


Fig. 55. Schéma montrant l'action des courants de fond transversaux et la formation d'un lobe de sable: *1* — sens du courant; *2* — courants de fond transversaux; *a* — atterrissement de bordure

maximale. Là le lit s'approfondit sensiblement, la rive est affouillée, devient abrupte et recule progressivement en accentuant la courbure des boucles, ce qui aboutit à un élargissement de la vallée. En même temps, les courants de fond qui se déplacent transversalement de la rive concave vers la rive convexe provoquent un alluvionnement. Ces courants de fond entraînant du limon, du sable, du gravier et des galets les déposent sur la rive convexe. Le lit du fleuve se déplace peu à peu dans le sens de la rive concave (fig. 54, *II*, *III* et fig. 55), alors que la rive opposée se transforme en un lobe de plus en plus étranglé construit ordinairement de sable. Cette étendue dénudée formée de sable ou de gravier et des galets n'est en somme qu'une forme dérivée de l'atterrissement de bordure du cours d'eau.

Les eaux du courant en buttant contre la rive concave sont détournées en aval vers la rive opposée qu'elles minent à leur tour, et ainsi de suite. La vallée vue d'en haut se présente sous la forme d'une alternance de lobes et de versants concaves affouillés (fig. 56).

Quand les lobes développés à partir de ces atterrissements deviennent suffisamment étendus, ils ne sont recouverts par l'eau dans leurs parties les plus éloignées qu'à l'époque des hautes eaux. C'est alors que commence la formation de la *plaine alluviale* ou *inondable*, c'est-à-dire de la partie de la vallée que l'eau ne recouvre que pendant la période des hautes eaux.

Du fait de la migration des méandres dans le sens latéral et vers l'aval (fig. 57, *A*) la plupart des lobes initiaux constitués par la roche en place sont rongés; une large vallée en auge alluvial se forme (fig. 54, *III*).

Le lit de la rivière (la plus basse partie du terrain où elle coule) occupe dans une telle vallée un espace relativement restreint, alors

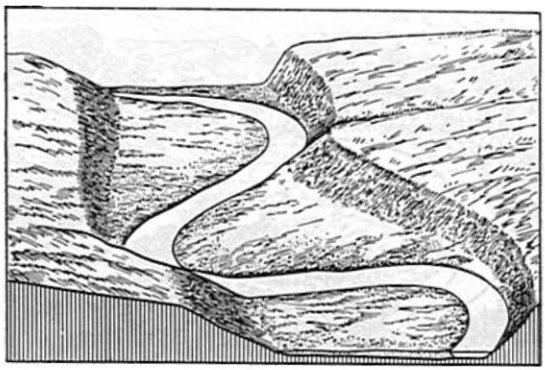


Fig. 56. Alternance des lobes et des versants concaves de la vallée

que la vallée elle-même atteint des dimensions considérables. Ainsi, dans les régions de plaines, la vallée est parfois large de 10 à 15 km et même plus. Dans ce cas, la rivière coule sur des étendues énormes de la plaine inondable, dans ses propres alluvions, en formant des boucles de dimensions et d'aspect très différents. Ces boucles ont été appelées *méandres* d'après le nom du fleuve Méandre en Asie Mineure.

Ainsi, dans l'élaboration d'une large vallée alluviale les méandres jouent un rôle important. En s'amplifiant progressivement, ils forment souvent des boucles à col relativement étroit.

A l'époque des crues, c'est-à-dire au moment où la puissance du courant augmente, ce col peut être sectionné et le courant s'ouvre un chenal direct. Le lit délaissé de la boucle ainsi recoupée se transforme en un lac en forme de croissant, ou bien est progressivement envahi par la végétation, s'envase et devient un marais dont seule la forme en arc indique l'origine (fig. 57, *B*). Ces lacs croissants qui sont d'anciens méandres abandonnés portent le nom de *bras morts*

ou *faux-bras*. Presque toutes les vallées de rivières de plaine possèdent sur la surface de leur basse terrasse des bras morts de forme et de dimensions différentes, qui compliquent le relief de la plaine inondable.

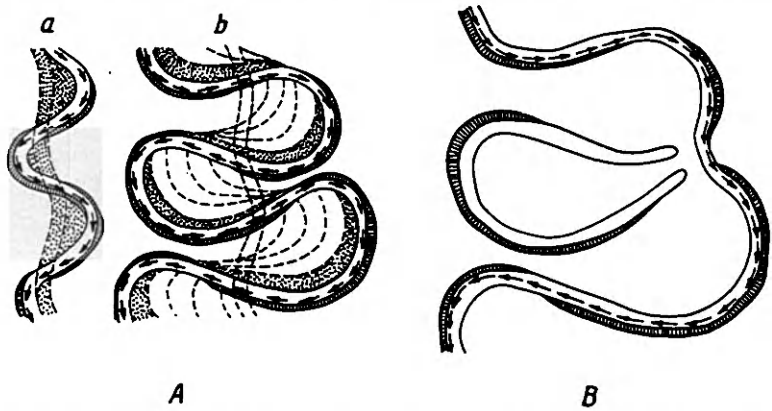


Fig. 57. *A*. Déplacement progressif des méandres à mesure qu'ils s'accroissent (Emile Haug *Traité de géologie*): *a* — phase initiale; *b* — positions successives des phases postérieures. *B*. Schéma de la formation d'un bras mort

La formation de bras morts par un brusque recoupement des méandres et le raccourcissement du cours peut se dérouler à l'échelle humaine. Des faits de ce genre ont été observés dans les vallées du Don, de l'Oka, du Dniepr, etc.

STRUCTURE DE LA PLAINE INONDABLE

A première vue la surface de la plaine inondable paraît absolument plane. Mais en y regardant de plus près, on découvre divers éléments de formes mineures, c'est-à-dire des accidents de relief de l'ordre de quelques mètres (fig. 58).

Dans le relief de la plaine inondable on peut nettement distinguer la partie du bourrelet alluvial qui borde le lit de la rivière et s'élève à plusieurs mètres au-dessus du niveau général; elle est constituée le plus souvent de sables. Ce bourrelet est appelé *digue naturelle*. Sa formation est liée aux modifications de la puissance et de la vitesse du courant dans la zone de débordement de la rivière. Chaque fois que celle-ci sort de ses berges, sa vitesse diminue sur le bord du lit et les grains de gros calibre, le sable surtout, se déposent au fond. C'est ainsi que se forme la digue naturelle qui borde parfois la rivière sur des grandes distances. Au-delà du bourrelet alluvial s'étend la *partie centrale* de la plaine inondable qui est parsemée d'une multitude de bras morts et de nappes d'eau délaissés, coupés du chenal principal et transformés en lacs ou remblayés par des

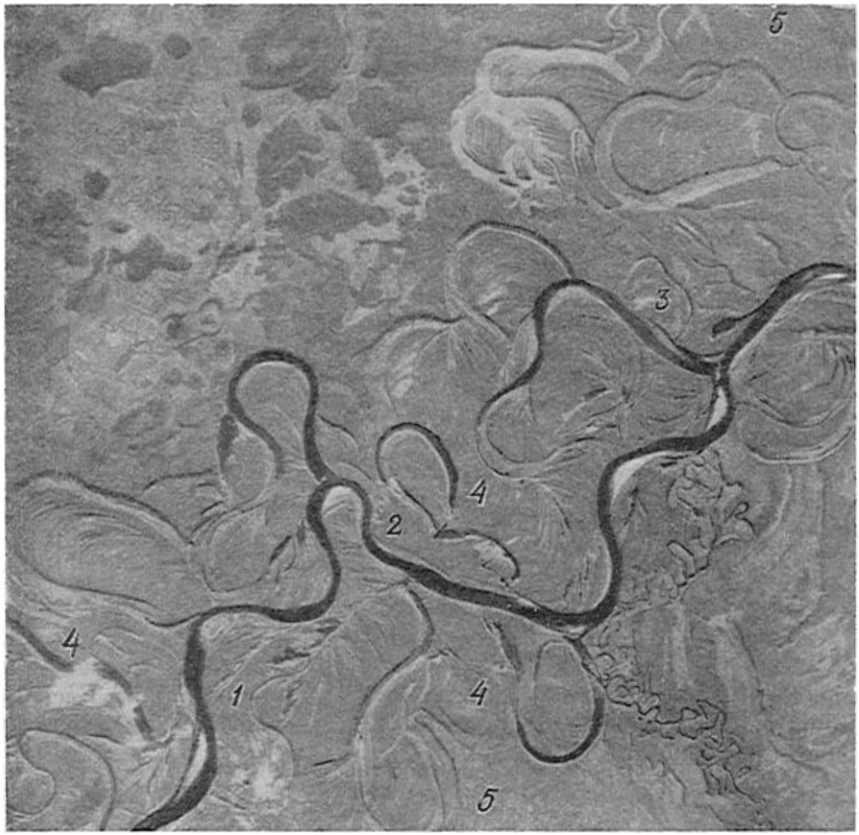


Fig. 58. Plaine inondable dans le cours inférieur d'une rivière de plaine (d'après une photo aérienne): *1* — lit de la rivière; *2* — méandre du lit de la rivière; *3* — début du recoupement du méandre; *4* — phase terminale du recoupement (bras mort); *5* — méandre délaissé rempli d'eau

alluvions. La plupart de ces faux-bras ont des formes bien accusées et sont souvent bordés par des restes de digues naturelles. Les divagations de la rivière sur la plaine inondable peuvent entraîner la formation de bourrelets arqués que séparent des gouttières.

Enfin, dans certains cas, on peut dégager une partie basse qui comprend la zone la plus déprimée de la plaine inondable contiguë au versant rocheux de la vallée ou à une ancienne terrasse. Parfois, les émergences des eaux souterraines ou un écoulement des eaux de fonte des neiges utilisent cette dénivellation pour former un cours d'eau tributaire de la rivière principale.

Fig. 59. Terrasses de glissement formées sur la berge de Houang-Ho

Le talus escarpé de la plaine inondable comporte parfois des petites terrasses de glissement formées par les flots lors des décrues (fig. 59).

Nature des dépôts alluviaux. Chaque plaine inondable bien développée permet de dégager les dépôts alluviaux du chenal d'écoulement et les dépôts de débordement. Les dépôts du courant fluvial forment le soubassement de la plaine inondable. C'est la conséquence du déplacement latéral du cours d'eau qui suit la rive concave en régression. Les schémas I et II de la fig. 54 représentent les premières étapes de la formation de la plaine inondable à partir d'un atterrissement. La vallée s'élargissant, les conditions de l'alluvionnement dans le lit et sur l'atterrissement se modifient. L'eau ne recouvre l'atterrissement que pendant les hautes eaux; l'épaisseur de la couche d'eau et la vitesse du courant sont de beaucoup inférieures à celles du lit.

L'eau qui recouvre cet embryon de plaine inondable (atterrissement), se déplace lentement et ne gêne pas le développement de la végétation (prés, landes, bois). Les plantes à leur tour freinent les eaux de crues et réduisent leur vitesse, ce qui favorise le dépôt des grains fins se trouvant en suspension.

C'est ainsi qu'au-dessus des dépôts alluviaux de l'atterrissement primaire une *alluvion* ou *limon* de *débordement* s'accumule (fig. 54, III).

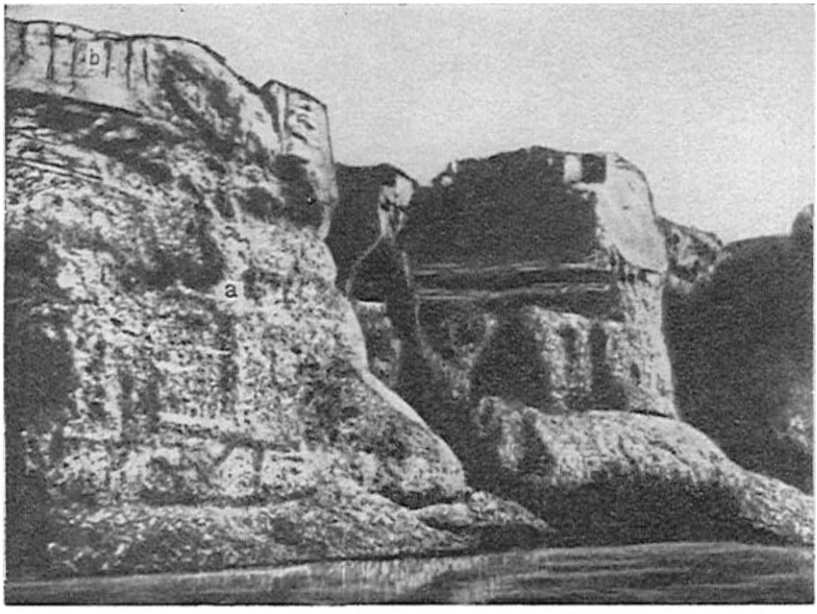


Fig. 60. Rapport entre les dépôts du lit du cours d'eau et les dépôts de débordement tel qu'il apparaît dans la terrasse de Sourkhan sur la rivière Chirabad : *a* — dépôts du lit ; *b* — dépôts de débordement

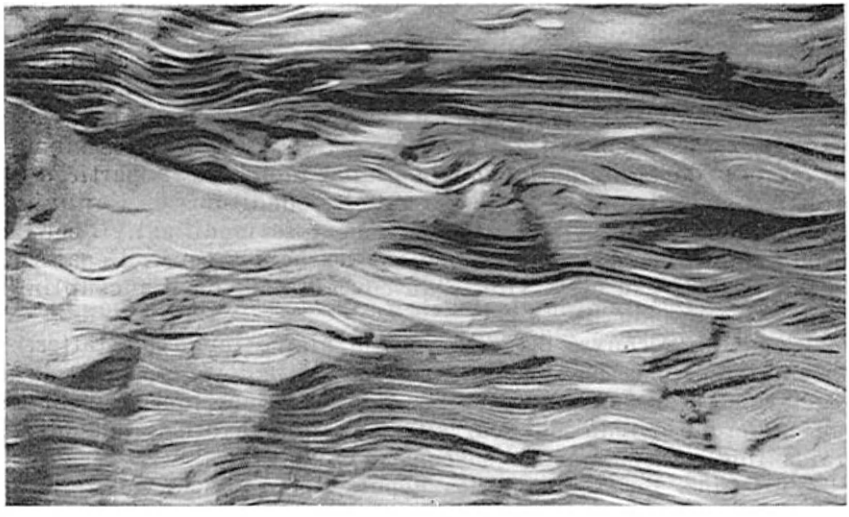


Fig. 61. Stratification oblique des sables alluviaux

Caractères des dépôts alluviaux. Les dépôts courants fluviaux et les dépôts de débordement présentent des différences de constitution, de faciès. Le faciès du courant fluvial se caractérise surtout par des sables à grains variés mélangés à des graviers bien roulés et des galets. Parfois, graviers et galets forment un lit très mince à la base de la plaine inondable. Les dépôts de débordement sont au contraire constitués pour l'essentiel de limons sableux ou argileux (fig. 60).

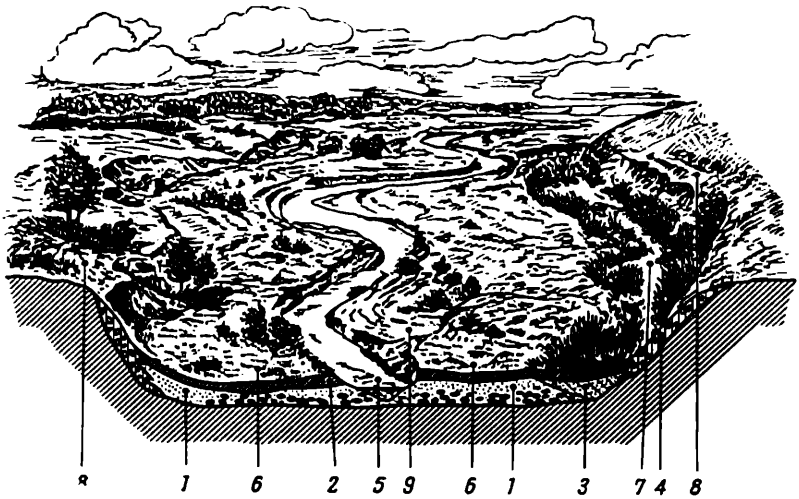


Fig. 62. Schéma montrant la structure d'une vallée de rivière de plaine (dessin de N. Kostenko): *1* — dépôts du chenal d'écoulement; *2* — dépôts de débordement; *3* — dépôts des nappes d'eau dormantes; *4* — dépôts de versants; *5* — lit de la rivière; *6* — plaine inondable; *7* — bras morts se couvrant de végétation; *8* — terrasse fluviale; *9* — cordons littoraux

Les dépôts alluviaux sont également marqués par la stratification qui peut être horizontale, oblique ou croisée (fig. 61).

Outre les deux types de dépôts mentionnés, il faut distinguer le *dépôt des nappes d'eau dormantes* d'un faciès particulier qui s'accumule dans les lits morts résultant d'un recoupement des boucles de la rivière et qui présente certains traits spécifiques. Il est surtout constitué de limons argileux et sableux de couleur sombre, bitumineux, ressemblant aux sédiments lacustres et contenant des limnées. Parfois, à la base de ces dépôts on rencontre des lits de sable témoignant de la liaison entre le tronçon recoupé et le cours d'eau au début de sa formation. A l'époque des crues, le bras mort est envahi par les eaux qui y charrient les dépôts de fond, et ce n'est que par la suite qu'il se transforme en lac. Dans une section transversale de la plaine inondable on voit nettement les dépôts de bras morts en forme de lentilles distinctes, recouvertes parfois de dépôts de débordement.

Les schémas des fig. 54 et 62 établis pour les rivières de plaine mettent bien en évidence le rapport qui existe entre les trois types de dépôts alluviaux (du chenal d'écoulement, de débordement et des nappes d'eau dormantes).

Il n'en est pas de même pour les cours d'eau de montagne qui se différencient avant tout de ceux de plaine par la vitesse plus forte de leur courant. La grande vitesse du courant engendre dans ces cours d'eau un système compliqué de remous et de tourbillons bien visibles à l'époque des crues. Dans ces conditions, les grains de sable et d'argile ne se déposent pas au fond et sont évacués vers l'embouchure. Seuls les gros débris, surtout les graviers roulés, se déposent dans la vallée. Les dépôts de débordement ou de nappes d'eau dormantes sont alors pratiquement absents ou ont une épaisseur très faible.

TERRASSES FLUVIALES

Le type de vallée à auge alluviale peut se compliquer par des terrasses en nombre plus ou moins grand. Chacune d'entre elles représente une certaine étape dans l'évolution du cours d'eau et correspond à une ancienne plaine inondable qui a été creusée par la rivière lorsque les conditions se sont modifiées. Supposons qu'au début le cours d'eau se trouvait au niveau a-a_1 à partir duquel il a élaboré une vallée alluviale (fig. 63). Ensuite, les conditions s'étant modifiées (abaissement du niveau de base par exemple) une reprise de l'érosion a abouti au creusement par la rivière du fond de la vallée antérieure, dont il ne subsiste que des restes sous forme de terrasses et à l'élaboration d'un nouveau niveau de la vallée b-b_1. Puis un nouvel abaissement du niveau de base (ou une élévation du terrain) entraîne le creusement de la vallée ainsi que la formation d'un nouveau lit et de la plaine inondable actuelle. La terrasse la plus élevée est donc la plus ancienne, et la plus basse est la plus récente. Habituellement, on numérote les terrasses à partir du bas, des plus récentes vers les plus anciennes, la première terrasse étant celle qui se trouve immédiatement au-dessus de la plaine inondable. Chaque terrasse comporte les éléments suivants: *escarpement* (ou *talus*), *pied du talus*, *rebord*, *surface supérieure* et *entrecroisement des terrasses* (fig. 63).

Les terrasses se différencient sensiblement par leur structure. On en distingue habituellement trois types:

1) terrasses *d'érosion* ou de sapement latéral (terrasses rocheuses);
2) terrasses *d'accumulation* ou construites;
3) terrasses à *fond rocheux* recouvert d'alluvions.

On désigne par terrasses d'érosion les terrasses dont la surface supérieure et l'escarpement sont formés par les roches en place et qui ne sont pas recouvertes par des alluvions. Cette structure témoigne d'une modification du régime au stade initial de l'évolution de la

rivière correspondant à la phase du creusement, alors que l'alluvionnement ne se produisait pas ou très peu. Les terrasses d'accumulation ont, au contraire, leur escarpement et leur surface supérieure constitués de dépôts alluviaux, ce qui témoigne d'une évolution prolongée pendant laquelle la rivière a pu former sa plaine alluviale et la creuser ensuite de nouveau en laissant une terrasse. Enfin, les terrasses à fond rocheux recouvert d'alluvions reposent sur une roche

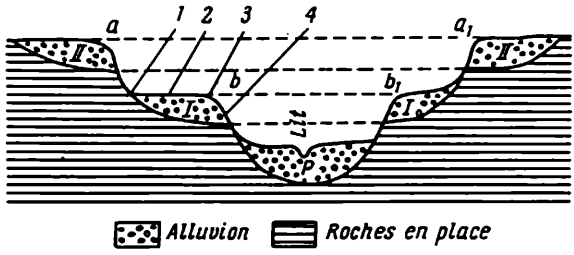


Fig. 63. Terrasses fluviales et leurs éléments: *P* — plaine inondable; I — première terrasse; II — deuxième terrasse; *1* — entrecroisement des terrasses; *2* — surface de terrasse; *3* — rebord; *4* — escarpement de terrasse

en place qui s'élève au-dessus du plan d'eau, la partie supérieure de l'escarpement et la surface de la terrasse étant au contraire formées par des alluvions.

L'extension des divers types de terrasses d'une vallée donnée et leurs rapports mutuels sont fonction de l'évolution des régions traversées par la rivière. Une vallée fluviale peut comporter plusieurs terrasses (fig. 64).

Les *causes* de la formation des terrasses peuvent être:

1) les mouvements récents de l'écorce terrestre qui se sont produits au Quaternaire et qui ont souvent provoqué des modifications du profil d'équilibre;

2) l'augmentation de la masse d'eau écoulée du fait de la modification du climat;

3) la variation de la quantité des matériaux charriés par la rivière.

Les mouvements récents de l'écorce terrestre ont été sans doute décisifs sous ce rapport.

La formation des anciennes terrasses longitudinales est conditionnée soit par un abaissement du niveau de base, soit par un soulèvement uniforme de la région où coule la rivière. Dans les deux cas, la pente du fond du lit est accentuée, ce qui a pour conséquence immédiate un renforcement de l'érosion. Suivant l'ampleur du soulèvement et le nouveau rapport entre le niveau de base et la source, la rivière s'enfonce partiellement dans son alluvion, traverse

toute la couverture alluviale jusqu'à la roche en place et même parfois s'attaque au soubassement rocheux.

La rivière se comporte d'une façon tout à fait différente si le niveau de base monte. Dans ce cas son cours inférieur est submergé et il se forme une côte à *liman* (l'embouchure du cours d'eau se déplace vers l'amont de la vallée à l'intérieur du liman). L'élévation du niveau de base réduit la pente, la vitesse diminue et l'intensité de l'érosion s'atténue. L'alluvionnement s'accentue et l'ancienne plaine inondable, formée lorsque le niveau de base était plus bas,

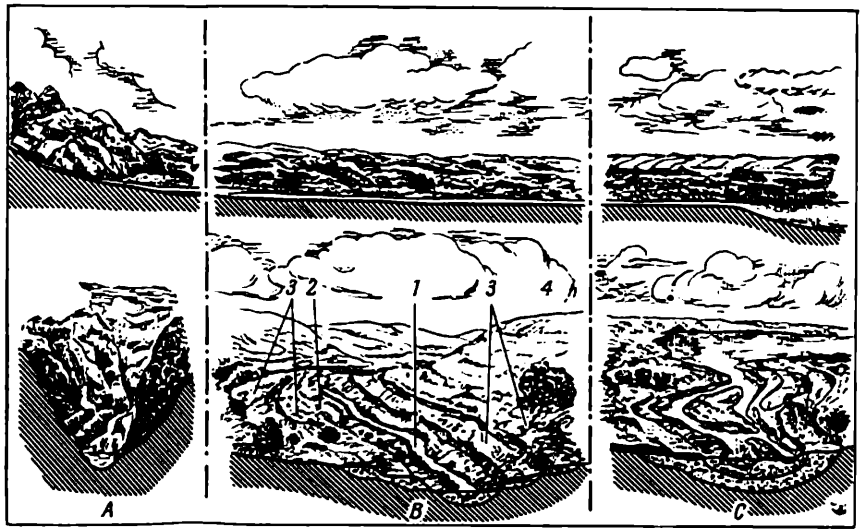


Fig. 64. Allure d'une vallée fluviale: *A* — dans le cours supérieur; *B* — dans les cours moyen et inférieur; *C* — au voisinage de l'embouchure; *1* — chenal d'écoulement; *2* — plaine inondable; *3* — terrasses fluviales; *4* — rebord du soubassement rocheux de la vallée (dessin de N. Kostenko)

non seulement n'est pas détruite mais peut être même fossilisée sous une nouvelle couche alluviale accumulée dans des conditions différentes.

L'étude des alluvions des terrasses anciennes présente un grand intérêt. La nature des dépôts alluviaux, le rapport entre les différents faciès, le nombre de terrasses et les variations de leur hauteur le long de la rivière permettent de se faire une idée de l'évolution de la région, de reconstituer la succession et le caractère des mouvements récents de l'écorce terrestre, de discerner les particularités climatiques, etc. La hauteur relative des terrasses et leur altitude absolue au-dessus du fond de la vallée, la profondeur du creusement de la vallée aux divers stades de son évolution révèlent l'amplitude des mouvements verticaux.

L'étude des répercussions des mouvements récents sur la morphologie des vallées fluviales a aussi une grande importance pratique notamment pour la reconnaissance des séries pétrolifères, décelables par les déformations de la surface des terrasses et par les variations de leur hauteur. Les soulèvements récents se répercutent également sur l'organisation du réseau hydrographique. Dès que la pente varie quelque peu, l'écoulement de l'eau se modifie. En s'approchant de la partie de l'écorce terrestre qui subit un soulèvement, la rivière est brutalement déviée ou bien se divise en deux bras. Sur le bombement ainsi formé on voit apparaître de petites rigoles creusées par le ruissellement des eaux de surface et dirigées radialement à partir du centre du soulèvement; ce phénomène est facilement repérable sur les photographies aériennes.

L'étude des alluvions a également un intérêt pratique. On peut dire que les terrasses fluviales constituent des réserves naturelles de minéraux utiles. On y rencontre la plupart des minerais alluviaux: or, platine, diamants, etc. De nombreux ouvrages d'art, ponts, barrages, centrales hydrauliques sont souvent édifiés sur des dépôts alluviaux. De plus, la nature de ces derniers a plusieurs fois permis de déceler les soulèvements récents de l'écorce terrestre. Voilà pourquoi il est utile de connaître les structures particulières des terrasses fluviales.

EMBOUCHURES

L'embouchure des fleuves est la zone des interactions complexes entre les eaux douces et les eaux des mers; le régime fluvial s'y transforme en régime marin.

Les embouchures se forment sous l'influence de nombreux facteurs:

1) le débit d'eau et ses modifications dans le temps;
2) la quantité et la nature de la charge transportée par le cours d'eau;
3) la salinité de l'eau marine;
4) les courants marins;
5) les courants de marée (flots et jusants), etc.

Les divers modes d'interaction entre les fleuves et les mers aboutissent à la formation d'embouchures de types différents. On distingue cependant deux types principaux: les *deltas* et les *estuaires*.

D'après N. Samoïlov (1952), une embouchure est constituée par les éléments suivants (fig. 65), dont la formation dépend de l'action dominante soit du fleuve, soit de la mer:

1) zone du cours d'eau proche de l'embouchure où la mer n'exerce aucune action;
2) zone de l'embouchure proprement dite (estuaire ou delta);
3) rivage extérieur avec barres dues aux apports du fleuve;
4) zone de la mer dont les eaux sont fortement adoucies lors des crues.

Un *delta* est en somme le cône de déjection des matériaux apportés par un fleuve dont les accumulations progressent continuellement vers la mer. Cette expression fut employée pour la première fois pour désigner la zone d'épandage du Nil qui a la forme de la lettre grecque Δ.

Lorsque le fleuve atteint la mer, sa vitesse diminue. Alors une quantité importante de matériaux traînés sur le fond ou transportés en suspension se déposent, car sous l'effet de la coagulation provoquée par le contact de l'eau douce avec l'eau salée les troubles de l'eau fluviale se déposent au fond.

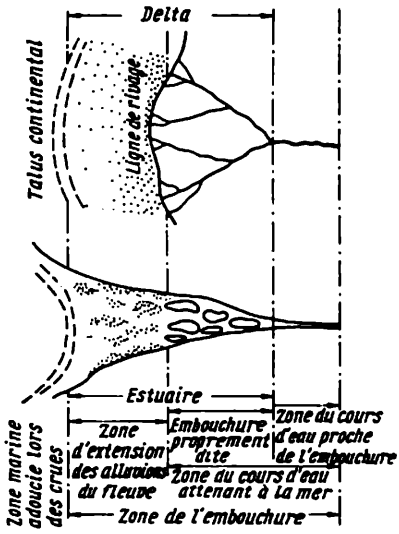


Fig. 65. Division d'une embouchure de fleuve (d'après N. Samoïlov)

Ainsi se forme un large cône alluvial dont la base, s'élargissant constamment, est du côté de la mer. Si la mer est peu profonde, le lit du fleuve est vite remblayé par les dépôts qui ne livrent plus passage à toute l'eau fluviale. Le niveau du fleuve s'élève et le fleuve est comme soulevé par ses propres dépôts ; en cherchant une issue, il perce ses berges et bifurque. Ainsi, à l'embouchure se forme un réseau de chenaux appelés bras. Cet ensemble de bras qui diffluent constitue un trait caractéristique de la zone d'embouchure. Le delta change de forme à chaque crue. Il s'élargit, s'exhausse et s'allonge vers la mer. C'est ainsi que se forment les vastes plaines deltaïques, variétés de côte alluviale. Les deltas soudés du Houang-Ho, et du Yang-tséu-kiang constituent la bande de dépôts deltaïques la plus étendue dans le monde. La longueur de leur plaine commune atteint 1 100 km et la largeur, 300 à 400 km. Si l'on tient compte du prolongement sous-marin, la largeur est de 500 km et la superficie globale s'élève à 500 000 km², presque celle de la Caspienne. La plaine deltaïque formée par le Brahmapoutre, le Gange et le Mahanadi qui les rejoint au Sud-Ouest, est à peu près du même ordre de grandeur. Elle s'étire sur 700 km le long du littoral du golfe du Bengale. La superficie des parties émergée et immergée atteint 150 000 km². Le delta du Mississipi est long de 320 km et large de 300 km. La superficie du delta du Nil est de 35 000 km², de celui de la Volga, 18 000 km², du Tigre et de l'Euphrate, 48 000 km², de l'Amou-Daria, environ 10 000 km².

La progression du delta en largeur et vers la mer n'est pas continue. D'après les estimations de M. Klénova, le delta de la Volga

s'accroît en moyenne de 170 m par an (fig. 66) ; toutefois, ces dernières années l'abaissement du niveau de la mer Caspienne a entraîné une avancée de 500 m par an. De 1847 à 1889 le delta du Syr-Daria a progressé en moyenne de 164 m par an. Celui de la Koura s'accroît à raison de 175-300 m par an, celui du Térek de 100 m.

Les deltas sont caractérisés par de fréquentes migrations du lit. Depuis 1852, le bras principal du delta du Houang-Ho passe au nord de la presqu'île de Chan-Tong, alors qu'auparavant il suivait un

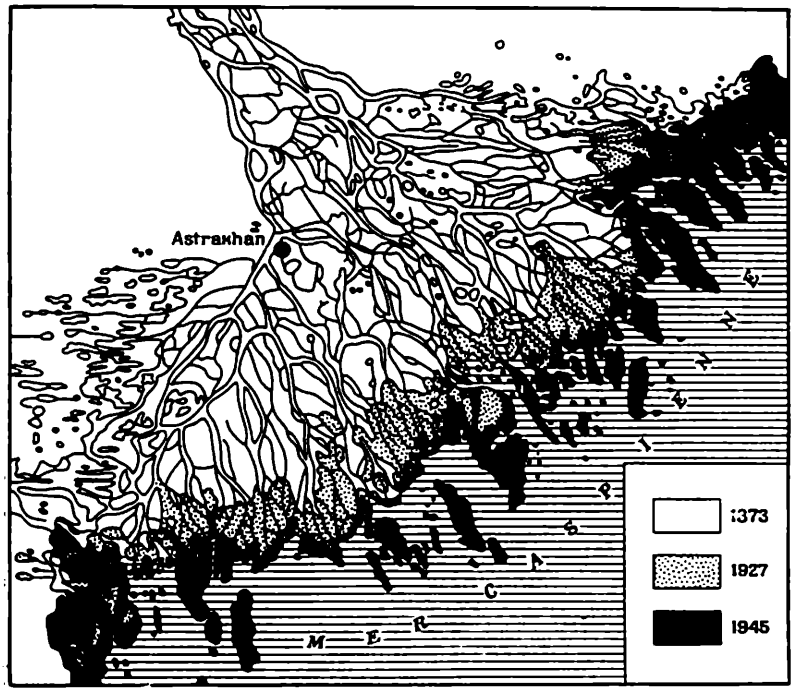


Fig. 66. Progression du delta de la Volga

bras méridional du delta et, en contournant cette presqu'île au sud, se jetait dans la mer à 480 km de son embouchure actuelle. L'altitude infime et la surface aplanie du delta du Houang-Ho sont la cause de ces changements brusques de l'écoulement du fleuve qui s'accompagnent d'inondations terribles.

En approchant de la mer, le Mississipi coule dans des chenaux (bayous) profonds et étirés en forme de doigts (delta en patte d'oie). L'embouchure d'un de ces bayous se déplace en moyenne chaque année de 75 m vers le golfe du Mexique. Dans la région du delta on observe un lent mouvement de subsidence qui est cependant compensé par l'accumulation : l'exhaussement du lit par alluvionnement

et la subsidence éprouvée par l'écorce terrestre s'équilibrent. C'est pourquoi les dépôts deltaïques sont ici très épais (d'après les données de forage, jusqu'à 600 m). Le delta du Nil progresse également vers la mer, mais lentement, car pendant presque 1 000 km le fleuve coule dans le désert et il perd beaucoup d'eau ; c'est pourquoi il dépose une grande partie des débris qu'il charrie près du sommet du delta. La progression lente du delta a également pour cause la subsidence dont la vitesse est dans cette région supérieure à celle de l'exhaussement du fond par alluvionnement. Le delta est donc envahi par la mer.

Le delta du Pô s'accroît en moyenne de 12 m par an. La ville Adria située actuellement à 22,5 km de la rive, était un port maritime il y a 1 800 ans.

Il n'a fallu que 900 ans pour constituer le delta de la Néva.

Les dimensions des deltas et la vitesse de leur progression témoignent du volume des matériaux charriés par les fleuves jusqu'à la mer à partir de leurs bassins-versants, ainsi que du régime du bassin marin dans lequel ils se jettent. Les conditions les plus favorables à la formation des deltas sont :

1) une faible profondeur de la mer à l'endroit où se jette le fleuve ;

2) une charge de débris importante ;

3) une mer sans marées et sans courants puissants capables d'emporter les alluvions en haute mer ou loin des embouchures.

Dépôts deltaïques. Les deltas des fleuves de plaine sont surtout constitués de sables et d'argiles, tandis que ceux des fleuves de montagne contiennent parfois du gravier. Dès que les matières transportées en solution parviennent au delta, elles s'y déposent ; ces matières, surtout colloïdales, se coagulent sous forme de flocons au contact de l'eau salée (sels de Ca, Fe, Si, Al, etc.). C'est ainsi que durant les époques géologiques se sont accumulées les couches d'oxyde de fer qui ont donné les gisements d'hématites brunes actuellement exploitées. Dans les embouchures des fleuves on observe de même la floculation des colloïdes organiques. L'accumulation de la matière organique disséminée parmi les vases et sa fossilisation ultérieure peut aboutir à la formation de gisement de pétrole et de gaz naturel. Dans le delta du Mississipi la pression du gaz fossilisé dans les couches deltaïques provoque périodiquement des éjections de vase ou d'eau qui rappellent des « volcans de boue ».

Les nombreuses nappes d'eau dormantes dispersées à la surface des deltas et qui sont des lacs fermés provenant de recoupements de bras abandonnés sont remblayées par les dépôts déjà mentionnés et par les dépôts lacustres surtout argileux et riches en matières organiques. De nombreux bras abandonnés se transforment en marais, puis en tourbières qui, avec le temps, deviennent des couches de houille.

Le complexe des dépôts deltaïques comprend aussi des sédiments marins.

Ainsi, les deltas sont formés par des dépôts de nature très différente: dépôts alluviaux laissés par les fleuves, dépôts argileux des eaux stagnantes du delta qui renferment souvent une part importante de matière organique, dépôts des tourbières et sédiments marins des mers plates. Tous ces dépôts subissent des modifications notables dans le sens horizontal et dans le sens vertical par suite des migrations fréquentes des bras qui conditionnent le transport et l'accumulation des dépôts fluviatiles et par suite la formation des

Fig. 67. Profil schématique des dépôts deltaïques: *a* — couches supérieures émergées; *b* — couches supérieures immergées; *c* — couches frontales obliques; *d* — couches basales. L'échelle verticale est grossie plusieurs fois (d'après M. Chvétsov)

lacs et de diverses dépressions où s'entassent les argiles et la tourbe apparaissant dans les séries géologiques. Celles-ci peuvent également renfermer des minéraux utiles (pétrole, houille, minerai de fer, tourbe).

Les dépôts deltaïques présentent un profil caractéristique en quatre couches (fig. 67):

1) une partie émergée constituée surtout de dépôts fluviatiles, lacustres et de marais;

2) une partie immergée supérieure, sous-marine, à strates horizontales, renfermant surtout des alluvions déposées au-dessous du niveau de la mer;

3) une partie centrale, à stratification inclinée constituée par des dépôts accumulés sur une pente assez forte et remaniés par le déferlement et les courants de vagues;

4) une partie sous-marine inférieure formée pour l'essentiel de matériau colloïdal apporté par le fleuve mais précipité déjà dans l'eau marine.

Ce schéma de l'arrangement des dépôts est souvent modifié, surtout par des mouvements du sol à caractère ondulatoire (affaissement suivi de soulèvement) qui rompent l'équilibre établi entre la terre et la mer. Le trait caractéristique des dépôts deltaïques est leur stratification oblique.

Deltas fossilisés. On sait que les cours d'eau existaient sur la Terre bien avant le Quaternaire. A chaque période de mouvements

tectoniques sont apparues des montagnes, des plaines émergeant des mers, un ruissellement superficiel s'est organisé en donnant naissance à des fleuves qui ont entraîné la formation des deltas.

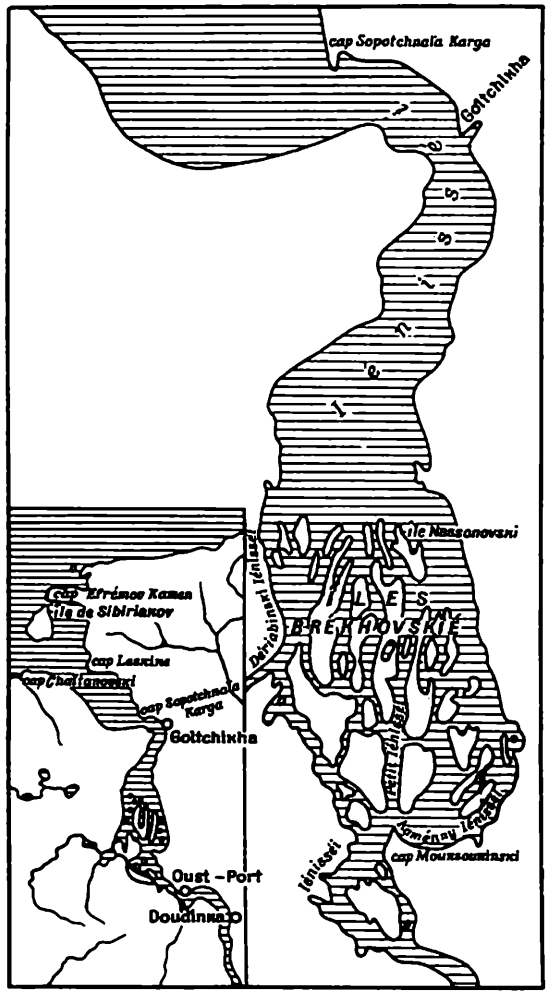


Fig. 68. Embouchure de l'Iénisséi (d'après N. Samoïlov)

L'étude détaillée de diverses séries géologiques de l'U.R.S.S. a permis de dégager des vestiges de *deltas anciens fossilisés*. Ainsi, les séries houillères des bassins de Moscou et de Kizel sont vraisemblablement des formations deltaïques du Carbonifère inférieur.

Les riches assises pétrolifères de la presqu'île d'Apchéron constituées par une alternance de sables et d'argiles peuvent également être considérées comme des dépôts deltaïques.

Estuaires. Tous les fleuves ne forment pas de delta. Beaucoup d'entre eux aboutissent à de grands golfes qui s'élargissent progressivement en embouchures évasées en forme d'entonnoir, les estuaires. Parmi les fleuves qui ont des estuaires citons l'Amazone, le Saint-Laurent, la Tamise, la Seine, l'Elbe, etc. En U.R.S.S. nous trouvons l'Ob, l'Iénisséi, etc.

Les conditions favorables à la formation d'un estuaire se créent là où la mer a des marées et où les courants circulent près des côtes, alors que l'alluvionnement du fleuve est faible. Un grand rôle revient aussi aux mouvements de subsidence.

Pendant la marée haute le courant de flot remonte très loin dans l'embouchure; quant au jusant il en sort sous forme d'un puissant courant renforçant celui du fleuve. Dans ces conditions, les débris charriés par le fleuve sont évacués vers la mer et entraînés par les courants littoraux.

La puissance des courants de jusant est bien connue; les hydrauliciens l'utilisent pour approfondir les embouchures et éliminer les alluvions.

Les mouvements de subsidence contribuent également à la formation des estuaires, s'ils ne sont pas compensés par un alluvionnement comme les deltas qui se trouvent dans les mêmes conditions, la mer remonte alors le cours inférieur du fleuve et forme un estuaire (fig. 68).

L'estuaire de la Seine (long de 35 km et large environ de 10 km) s'est formé dans des conditions hydrodynamiques complexes: marées très fortes et courants de vagues puissants engendrés par des vents violents surtout de direction Nord-Ouest, affaissement du littoral Nord-Ouest de la France de l'ordre de 2 à 3 m par siècle. Des conditions analogues existent à l'embouchure de la Tamise ainsi qu'à celles de plusieurs autres fleuves du littoral atlantique de l'Europe.

§ 5. Systèmes fluviaux et leur évolution

Chaque réseau fluvial comporte un collecteur ou rivière principale et des cours d'eau de premier, deuxième, troisième ordres nommés affluents. Ainsi, dans le réseau fluvial de la Volga, l'Oka et la Kama qui se jettent directement dans la Volga sont des cours d'eau de premier ordre; la Moskova, la Biélaïa, la Tchoussovaïa, la Viatka, tributaires de ces affluents, appartiennent aux cours d'eau de deuxième ordre; la Rouza, l'Istra, l'Oufa, la Sylva sont des affluents de troisième ordre, etc.

Toute la région à partir de laquelle l'eau se concentre dans la rivière principale et ses affluents s'appelle *aire d'alimentation* ou *bassin-versant.* Elle peut atteindre une vaste superficie. Ainsi,

pour l'Ob elle est de		3 354 000 km²
» le Mississipi, de		3 250 000 km²
» la Léna	»	2 712 308 km²
» l'Iénisséi	»	2 240 487 km²
» l'Amour	»	2 050 000 km²
» la Volga	»	1 460 000 km²
» l'Amou-Daria	»	351 300 km²

Les réseaux fluviaux sont séparés entre eux par des *lignes de partage* des eaux : lignes d'intersection de deux versants ou interfluves séparant deux versants.

On distingue ordinairement les lignes de partage *conséquentes* et *subséquentes*. Les lignes de partage conséquentes sont celles qui séparent deux bassins-versants à pentes opposées, par exemple celle qui sépare les fleuves du versant orienté vers le Nord (Dvina du Nord, Pétchora) des fleuves du versant orienté vers le Sud (Volga, Don, Dniepr). Les lignes de partage subséquentes séparent les rivières voisines coulant sur un même versant. Les lignes de partage ont un tracé irrégulier en zigzag, ce qui s'explique par les variations de l'intensité de l'érosion régressive. Les lignes de partage se déplacent progressivement dans un sens ou dans l'autre. On peut dire que l'évolution des réseaux hydrographiques est une lutte constante pour les lignes de partage ; ce sont les cours d'eau les plus puissants qui triomphent. Il est rare de rencontrer deux rivières descendant en sens opposés en suivant deux pentes symétriques. Ordinairement, les pentes sont asymétriques et présentent des déclivités diverses, ce qui conditionne les différences dans le rythme d'érosion. La rivière au niveau de base le plus bas qui descend d'un versant raide creuse celui-ci plus énergiquement que la rivière qui suit une pente douce et dont le niveau de base est plus élevé. Sous l'influence de l'érosion régressive la ligne de partage se déplace constamment vers la rivière à pente douce jusqu'au moment où la rivière conquérante s'approche de sa concurrente, détourne son cours supérieur en le décapitant et dévie ses eaux vers son propre bassin. C'est ainsi que le réseau du Rhin a décapité par capture les affluents du Danube. Le déplacement des lignes de partage et le phénomène de capture s'observent dans les régions de montagnes à chaînes asymétriques. Ainsi, le versant des Cordillères de l'Amérique du Nord tourné vers l'océan Pacifique est très raide, tandis que celui qui descend vers l'Est, du côté de l'océan Atlantique, est au contraire en pente douce, ce qui contribue au succès de la lutte pour l'aire de drainage des fleuves du bassin du Pacifique.

Parmi les nombreux exemples de capture on peut citer celui de l'Aragva par le Térek dans le Caucase.

Une représentation schématique du phénomène de capture est donnée à la fig. 69 ; les points A et B indiquent la position des niveaux de base des rivières de versants opposés. Les points a_1, a_2,

a_3, etc., b_1, b_2, b_3, etc., donnent les positions successives des têtes des rivières qui ont reculé sous l'influence de l'érosion régressive.

Le déplacement des lignes de partage ne concerne pas seulement les lignes de partage conséquentes mais aussi les interfluves subséquents qui séparent les vallées fluviales de même versant, notamment lorsque l'aire de drainage d'une rivière, et donc son débit, est plus grande que celle d'une concurrente. Cette rivière et ses affluents plus avantagés s'approfondissent plus vite que les cours d'eau

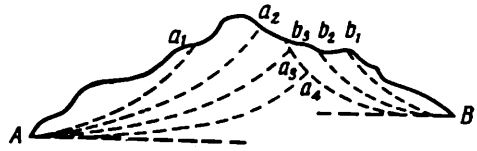


Fig. 69. Migration de la ligne de partage des eaux: a_1; a_2; a_3; a_4; b_1; b_2; b_3 — positions successives des têtes de rivières se déplaçant sous l'influence de l'érosion régressive

voisins. Les affluents puissants qui coulent à des niveaux plus bas peuvent s'approcher du cours supérieur de la rivière voisine et capturer ses eaux (fig. 70).

Plusieurs réseaux, dont celui que nous allons examiner, témoignent d'une pareille évolution.

La rivière Pinéga, actuellement tributaire de la Dvina du Nord, formait auparavant un seul cours d'eau avec la rivière Kouloï qui se jette dans le golfe de Mesen (fig. 71). La Dvina du Nord qui est proche avait une puissance et une aire de drainage beaucoup plus grandes. Un de ses affluents qui la rejoint près de Kholmogory, a reculé sa tête par un creusement énergique et a atteint la Pinéga à l'emplacement même de la ville de Pinéga. Etant donné la position plus basse de cet affluent, les eaux de la Pinéga s'y sont engagées, tandis que le courant inférieur de la Pinéga décapité s'est réduit à une rivière relativement petite qui porte actuellement le nom de Kouloï. Ainsi, un cours d'eau puissant peut, en utilisant la progression de ses tributaires, repousser de flanc les lignes de partage et conquérir, par capture des rivières voisines, une vaste aire de drainage. Le processus de capture des cours d'eau d'un même versant est très fréquent dans les montagnes; il aboutit à la formation d'un réseau hydrographique rectangulaire. Ce phénomène est particulièrement courant dans les régions à structures monoclinales présentant une alternance de roches à résistance variable. Dans les régions de plaine, les réseaux fluviaux ont, au contraire, un aspect ramifié (dendritique, arborescent).

La capture d'une rivière par une autre se manifeste souvent par les caractères morphologiques suivants:

1) existence d'un coude bien encaissé;

2) sous-adaptation de la rivière décapitée privée de la plus grande partie de son aire de drainage aux dimensions de la vallée élaborée lorsqu'elle était plus puissante;

3) apparition d'une vallée morte creusée par la rivière capturée et s'étendant de l'endroit de la capture jusqu'à la tête du cours d'eau décapité (a-a_1 de la fig. 70).

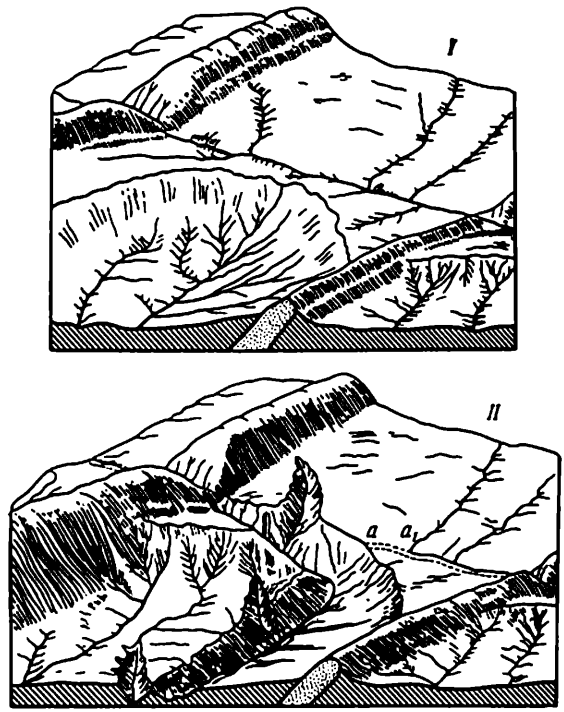


Fig. 70. Schéma de la capture d'une rivière: I. Situation antérieure à la capture. II. Après la capture. a-a_1 — vallée morte (ancien lit de la rivière)

Le *chevelu fluvial* est plus ou moins dense suivant la région du globe considérée, les facteurs déterminants étant: climat, relief, nature et mode de gisement des roches. Les conditions climatiques ont une importance capitale, surtout les précipitations (quantité, nature et distribution suivant les saisons) et la température de l'air. Dans les zones humides caractérisées par des précipitations atmosphériques abondantes et une température relativement modérée, l'eau météorique alimente un ruissellement superficiel intense qui contribue au développement d'un réseau hydrographique très

serré. Il en est tout autrement dans les zones désertiques où les précipitations, très irrégulières, sont faibles (à peine 150-200 mm par an), et ou la température élevée et la sécheresse extrême de l'air

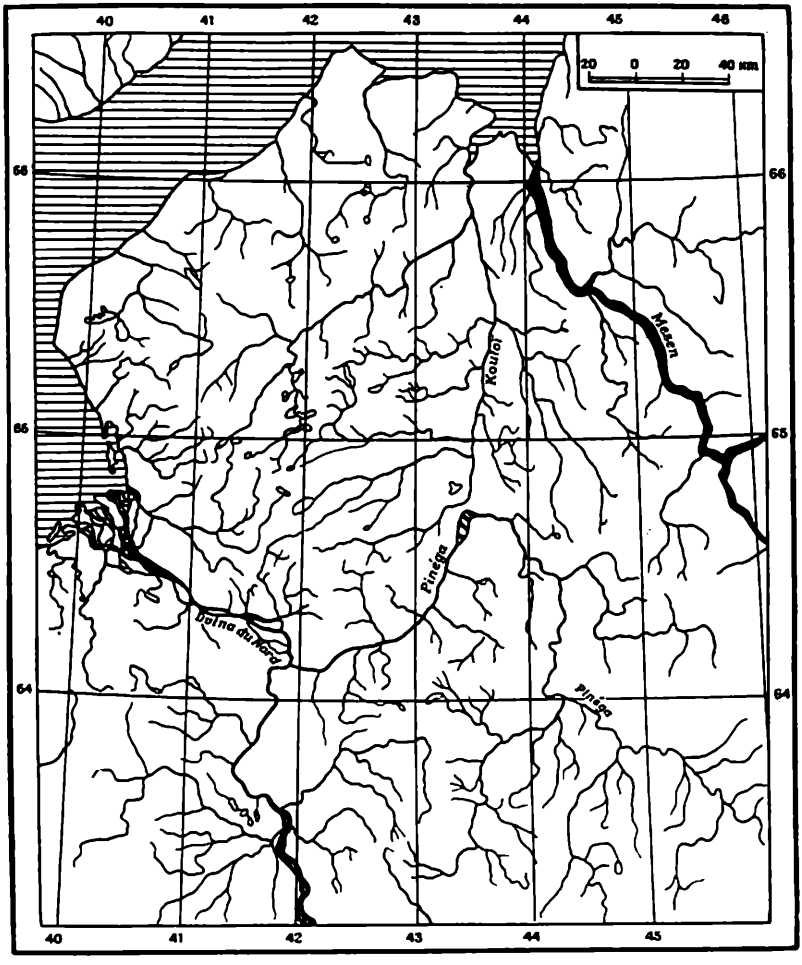


Fig. 71. Capture de la Kouloï par la Pinéga (tributaire de la Dvina du Nord)

conditionnent une évaporation importante (1 000-1 500 mm par an). Dans ces conditions, de vastes étendues peuvent être totalement dépourvues d'écoulement pérennial. Les déserts ne sont traversés que par des fleuves abondamment alimentés avant qu'ils ne les atteingnent, tels le Syr-Daria et l'Amou-Daria.

CHAPITRE 7

Action géologique des eaux souterraines

On appelle eaux souterraines toutes les eaux qui remplissent les pores et les vides des roches au-dessous du sol. Elles sont très abondantes dans l'écorce terrestre et leur étude est essentielle quand on veut résoudre des problèmes tels que:

1) l'alimentation en eau des grandes agglomérations et des entreprises industrielles;

2) l'édification d'ouvrages hydrotechniques et industriels;

3) la mise en œuvre de travaux de bonification;

4) l'exploitation de centres balnéaires, etc.

L'action géologique des eaux souterraines est considérable. Elle est à l'origine des phénomènes karstiques dans les roches solubles (calcaires, dolomies, gypses, etc.) et des glissements de masses de terrain sur les versants des fleuves, des ravins et des mers. Les eaux souterraines, leur origine, leur répartition, leur mouvement, leurs modifications qualitatives et quantitatives et leur action géologique sont étudiés par une science spéciale, *l'hydrogéologie*, l'une des branches de la géologie.

§ 1. Perméabilité des roches

La perméabilité des roches, c'est-à-dire leur capacité de laisser passer l'eau joue un rôle capital dans l'accumulation des eaux souterraines. Là où dominent les argiles, les précipitations atmosphériques restent à la surface et s'évaporent, alors que dans les régions formées par des sables elles s'infiltrent assez vite dans le sol. Cette infiltration est encore plus rapide dans les graviers. Sa vitesse est conditionnée par les différentes perméabilités des roches qui permettent de classer les roches en trois groupes:

1) roches *perméables*: sables, graviers, galets, grès fissurés, calcaires, conglomérats et autres terrains rocheux;

2) roches de *perméabilité moyenne*: limons sableux, argiles sableuses, lœss, tourbes non décomposées, etc.;

3) roches *imperméables* ou réfractaires à l'eau: argiles, limons argileux, tourbes bien décomposées, roches cristallines massives et roches sédimentaires cimentées non fissurées.

La perméabilité des roches est conditionnée soit par le fait que la roche est friable, constituée de grains non cimentés (sable, gravier) et l'eau peut alors s'infiltrer à travers les interstices (pores) entre les grains, soit par le fait que la roche, bien que compacte et cimentée (granite, calcaire) est fissurée et présente des joints (diaclases) où l'eau peut se déplacer.

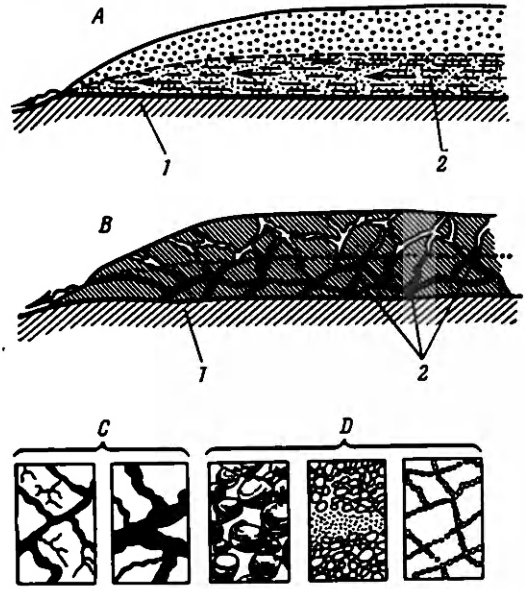


Fig. 72. Caractéristiques des terrains imperméables; *A* — roches poreuses; *B* — roches fissurées; *C* — dimensions des joints; *D* — dimension et compacité des grains dans les roches poreuses. *1* — terrains imperméables; *2* — terrains saturés d'eau (dessin de N. Kostenko)

La porosité s'exprime par le rapport entre l'espace vide des pores d'un échantillon de roche et le volume total de celui-ci :

$$p = \frac{V_p}{V},$$

ou en pour cent: $p = \frac{V_p}{V} \cdot 100\%$, où p est la porosité de la roche; V_p — le volume de l'espace vide des pores de l'échantillon; et V — le volume total de l'échantillon. Il convient de noter qu'une grande valeur de la porosité ne correspond pas toujours à la libre pénétration de l'eau. Ainsi, la porosité des argiles est assez grande, jusqu'à 50-60 %, mais pratiquement elles ne sont pas perméables, ce qui s'explique par le fait que leurs pores ont des diamètres très petits (subcapillaires) et que, pour se déplacer, l'eau doit surmonter la résistan-

ce énorme de la tension superficielle. Par contre, les sables ordinaires dont la porosité moyenne est de 30 à 35% sont perméables. Plus les grains formant une roche détritique friable sont gros, plus la perméabilité de cette roche est grande. La porosité moyenne des galets mélangés à du sable grossier est de 20% ; c'est pourtant un terrain dont la perméabilité est très grande. Donc, la perméabilité des roches détritiques meubles dépend non seulement du nombre de pores, mais aussi des dimensions et de la forme des grains qui composent la roche et du degré de leur agrégation. La fig. 72 donne des exemples de porosité de roches suivant le degré d'agrégation des grains et les dimensions des fissures.

La perméabilité des roches fissurées dépend de la dimension et de la nature des vides formés par les diaclases. Si les eaux souterraines se déplacent dans les pores des roches meubles, on les appelle *eaux de porosité*; si elles circulent dans les fissures, on les nomme *eaux de fractures*, etc. Mais si les roches comportent, en plus des fissures, des cavités karstiques et des galeries souterraines, les eaux qui s'y circulent s'appellent *eaux de cavernes*.

§ 2. Etats de l'eau contenue dans les roches

Les recherches de A. Lébédev ont permis d'établir que l'eau se trouve dans les terrains sous plusieurs états.

1. L'*eau solide* sous forme de glace apparaît dans les roches lorsque leur température descend au-dessous de 0°. Elle est particulièrement fréquente dans les vastes étendues de la partie septentrionale de la Sibérie et de l'Alaska, où les sols sont perpétuellement gelés (pergélisols, merzlota, tjäle, permafrost).

2. La *vapeur d'eau* contenue dans l'air qui remplit les vides des pores et des joints des terrains.

3. L'*eau hygroscopique* qui entoure les grains de roche d'une pellicule unimoléculaire mince; elle est retenue fortement à la surface des grains par les forces d'adhésion moléculaire et électrique. Cette eau ne peut être éliminée que par un échauffement d'au moins 105 ou 110°.

4. L'*eau pelliculaire* qui adhère aux particules solides par-dessus l'eau hygroscopique en formant une pellicule d'une épaisseur de plusieurs couches de molécules. Elle peut se déplacer d'une particule à l'autre sans obéir à la force de pesanteur. Si l'épaisseur des pellicules de grains voisins diffère, l'eau se déplace lentement de la pellicule la plus épaisse vers celle qui l'est moins jusqu'à ce qu'il y ait égalisation.

5. L'*eau capillaire* qui remplit partiellement ou complètement les pores et les joints fins des terrains où elle est maintenue par la force de tension superficielle. Cette eau monte par les capillaires à partir de la nappe aquifère. Plus le grain de la roche est fin, plus le diamètre des pores est petit et plus la hauteur d'ascension capillaire

est grande. Dans un sol limoneux cette hauteur peut atteindre 2 m et plus, dans les sables grossiers elle n'est que de quelques centimètres.

Outre les catégories mentionnées, l'eau fixée peut se trouver dans les minéraux à l'état d'eau de cristallisation, par exemple dans le gypse ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), la limonite ($2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$), la mirabilite ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$), etc. Cette eau peut être éliminée des minéraux par échauffement.

6. L'eau *gravifique* (ou *libre*) qui remplit tous les interstices des roches et se déplace librement sous l'action de la pesanteur.

§ 3. Origine des eaux souterraines

Suivant leur origine les eaux souterraines peuvent être classées en plusieurs types:

1) eaux d'infiltration;
2) eaux de condensation;
3) eaux relictes et
4) eaux juvéniles (ou magmatiques).

Les *eaux* souterraines *d'infiltration* pénètrent dans le sous-sol par infiltration des précipitations atmosphériques. Comme on le sait, à la surface du globe s'effectue une circulation permanente de l'eau. Dans ce cycle interviennent les eaux atmosphériques, les eaux superficielles et les eaux souterraines. L'eau des mers et des fleuves, en s'évaporant sous l'influence de la chaleur solaire, sature l'air de ses vapeurs. En se déplaçant, les masses d'air transportent ces vapeurs au-dessus des continents et, quand les conditions sont favorables, celles-ci se condensent et tombent sur la surface de la Terre sous forme de précipitations atmosphériques. Une partie ruisselle le long des versants, s'organise en rigoles et rivières qui portent leurs eaux jusqu'aux mers et aux océans; une autre s'évapore de la surface de la Terre; la troisième s'infiltre dans le sol et constitue les eaux souterraines. Ces dernières s'écoulent à leur tour vers les rivières et les mers (fig. 73). La modification qualitative et quantitative pendant la pluie de l'eau dans les puits confirme cette origine des eaux souterraines (infiltration). On peut donc considérer que l'infiltration est la source principale de la reconstitution des réserves en eaux souterraines.

Les *eaux souterraines de condensation*. Certains phénomènes observés dans quelques zones climatiques, les déserts par exemple, ne sont pas expliqués par la théorie de l'infiltration. Quand les précipitations sont faibles et irrégulières (absence de pluie pendant plusieurs mois) et que l'évaporation est très intense, les réserves d'eau souterraine ne peuvent se renouveler par infiltration. Or, il existe partout dans les déserts, à une certaine profondeur, une couche de roches humides ou une accumulation d'eau souterraine.

En 1877, l'hydrologiste allemand Otto Volger formula la théorie selon laquelle l'origine des eaux souterraines peut s'expliquer par la condensation. D'après lui, l'air chaud chargé de vapeurs d'eau, en pénétrant dans les roches plus froides, leur fournit une partie de son eau par condensation. L'auteur attribuait à sa théorie un caractè-

Fig. 73. Circulation de l'eau dans la nature: *P* — précipitations; *E* — évaporation; *R* — ruissellement; *I* — infiltration; *S* — écoulement souterrain (dessin de N. Kostenko)

re universel et niait la possibilité de constitution d'eaux souterraines par infiltration des précipitations atmosphériques: aucune goutte ne tire son origine de l'eau de pluie.

La théorie de Volger ne fut pas confirmée par l'expérience et était en contradiction avec les conceptions acquises sur la vitesse des échanges d'air, entre l'atmosphère et les couches déshydratées de la partie supérieure de la lithosphère; c'est pourquoi elle fut vivement critiquée.

La théorie de la condensation des eaux souterraines a été reprise sur une base absolument nouvelle par un savant russe, l'agronome A. Lébédev qui réalisa dans les années 1907-1911 des expériences brillantes en étudiant l'humidité des terrains et les mouvements dont sont animées les diverses catégories d'eau.

A. Lébédev constata qu'il existait un certain équilibre entre l'état hydraulique de l'atmosphère et de la lithosphère. L'atmosphère ainsi que l'air remplissant les interstices du sol et des roches contiennent de la vapeur d'eau. Or, celle-ci peut se déplacer par suite de l'existence des différences de tension. Le mouvement a lieu de l'endroit où la tension est plus élevée vers celui où elle est plus faible. Si la tension est plus forte dans l'atmosphère que dans les vides des interstices du sol et des roches, la vapeur d'eau passe de l'air dans le sol. Lorsqu'elle pénètre dans un milieu de basses températures, propres au sol et aux roches, elle commence à se condenser et à passer

à l'état liquide : c'est un phénomène analogue à celui que l'on observe avec la rosée lors du brusque passage des températures du jour à celles de la nuit. Il se forme ainsi une certaine quantité d'eau qui constitue une réserve importante pour les régions arides.

L'accumulation de l'eau dans le sol par condensation explique pourquoi les plantes continuent de vivre malgré l'absence prolongée de pluie. Bien que la surface du sol soit alors très sèche, elles reçoivent l'eau de condensation accumulée dans les couches profondes, ce qui contribue à leur conservation.

La condensation se produit également sous d'autres climats (tempérés et humides), mais son rôle dans la formation des réserves en eau souterraine est bien inférieur à celui de l'infiltration des précipitations atmosphériques. A. Lébédev a toujours considéré qu'en plus de la condensation un rôle très important revenait à l'infiltration.

Les *eaux relictes* sont des eaux de bassins marins, lacustres et fluviaux qui se sont conservées dans les dépôts correspondants, même après que ceux-ci se soient transformés en roches. Comme les bassins marins jouent un grand rôle dans la formation des roches sédimentaires, arrêtons-nous plus en détail sur les eaux relictes d'origine marine. Les eaux marines peuvent participer à la formation des eaux souterraines soit en se conservant dans les sédiments accumulés au fond de la mer, soit en s'infiltrant à partir des bassins marins dans les sédiments déjà déposés. D'où la classification des eaux d'origine marine en deux types (d'après G. Kamenski) :

1. *Eaux syngénétiques* (du grec συν — ensemble ; γενεσις — origine, naissance, création) ou *incluses*. L'eau et les sels qui y sont dissous imbibent les dépôts meubles s'accumulant au fond des bassins marins. Du fait de la sédimentation postérieure et de la diagenèse l'eau est partiellement éliminée, une partie subsistant cependant. Cette eau résiduelle constitue les eaux souterraines incluses (connées), c'est-à-dire celles qui sont enfermées dans leurs gîtes originels.

2. *Eaux épigéniques* (du grec επι — sur ; γενεσις — naissance, origine, création) ou *de déshydratation*. Ce sont les eaux qui ont pénétré à partir des bassins marins dans les roches déjà formées.

Ces eaux relictes peuvent se conserver si elles sont fossilisées sous des couches imperméables de grande épaisseur. C'est pourquoi on les appelle « fossiles ». Mais, ordinairement, sous l'influence de divers facteurs, ces eaux d'origine marine, lacustre ou fluviale subissent de profondes modifications. Parfois, elles se mélangent aux eaux d'origines différentes ou bien sont totalement remplacées par les eaux d'infiltration.

Les *eaux juvéniles*. Il existe de nombreuses émergences d'eaux souterraines dans les régions d'activité volcanique actuelle ou récente, eaux dont la température est élevée et qui contiennent en solution des combinaisons chimiques et des gaz qu'on ne rencontre pas habituellement dans les conditions superficielles. Pour expliquer ce phénomène, le géologue autrichien E. Suess proposa en 1902 la théorie

des eaux « juvéniles » d'après laquelle ces eaux peuvent se former à partir des émanations gazeuses que le magma dégage en abondance lors de son refroidissement. En pénétrant dans une zone de température plus basse, les vapeurs d'eau se condensent, passent à l'état de gouttes et constituent ainsi un type génétique particulier d'eaux souterraines.

Pourtant, une étude détaillée des sources thermales à eau très chaude, réalisée par des hydrauliciens soviétiques (A. Ovtchinnikov, E. Makarenko, etc.) dans diverses régions montagneuses de l'U.R.S.S., a montré que dans les parties superficielles de l'écorce terrestre on ne rencontre pas d'eaux juvéniles pures dans le sens que leur attribuait E. Suess. Les émanations gazeuses et les vapeurs d'eau dégagées lors du refroidissement du magma remontent en suivant les joints et les fractures de l'écorce terrestre, rencontrent les eaux d'infiltration ordinaires auxquelles elles se mélangent avant d'atteindre la surface.

En outre, si les conditions sont favorables, les eaux d'infiltration peuvent descendre à une grande profondeur, là où règnent les températures élevées, une fois échauffées elles acquièrent les propriétés des eaux juvéniles.

§ 4. Classification des eaux souterraines

On peut classer les eaux souterraines selon différents critères : origine, conditions de gisement, propriétés hydrauliques, composition chimique, âge, etc. Il existe de nombreux systèmes de classification.

La classification des eaux souterraines d'après leur origine a été donnée plus haut. Les conditions de gisement permettent de dégager trois types principaux : table d'eau perchée (verhovodka), eaux de fond et eaux captives sous pression (eaux artésiennes). Parfois, on distingue aussi des eaux captives non artésiennes.

TABLE D'EAU PERCHÉE OU NAPPE SUSPENDUE

On appelle *table d'eau perchée* les eaux souterraines qui gisent à une faible profondeur dans la zone d'aération. La table d'eau perchée se distingue surtout des eaux de fond par son mode de gisement proche de la surface (là où s'infiltrent les précipitations atmosphériques) ainsi que par son extension plus limitée. Elle s'accumule à la surface de petites lentilles ou de couches de roches imperméables ou de perméabilité notoirement inférieure, tels par exemple les lentilles morainiques des dépôts fluvio-glaciaires, les horizons pédologiques contenus dans les limons lœssiques, les lentilles argileuses dans les alluvions sableuses, etc. (fig. 74). L'épaisseur de la table d'eau (0,5-1, rarement 2-3 m) et son niveau varient notablement suivant des fluctuations climatiques. Son épaisseur est maximale au printemps. Parfois, lorsque les précipitations sont faibles, la nappe perchée disparaît complète-

ment. On trouve dans les régions de steppes du Sud-Est de la partie européenne de l'U.R.S.S. de nombreuses nappes de ce genre, surtout

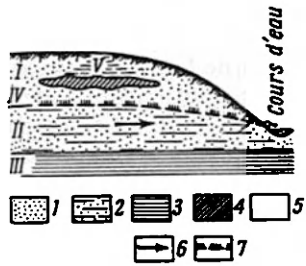


Fig. 74. Eaux de fond et nappe perchée: I — zone d'aération; II — zone de saturation (eaux de fond); III — soubassement imperméable; IV — zone d'ascension capillaire; V — nappe perchée; *1* — sable; *2* — sable aquifère; *3* — argile; *4* — limon argileux; *5* — source; *6* — sens de l'écoulement des eaux de fond; *7* — surface ou niveau de la nappe aquifère

sous les cuvettes et les autres zones déprimées formées à la surface des limons lœssiques. La population locale les utilise comme source d'alimentation en eau.

EAUX DE FOND

Les *eaux de fond* ont une grande extension. Ce sont les eaux de la première nappe aquifère perénne à partir de la surface qui reposent sur la première couche imperméable plus ou moins étendue. Elles s'accumulent soit dans les roches meubles, poreuses, des formations quaternaires et antéquaternaires, soit dans les terrains durs mais fissurés. L'absence de toit imperméable leur permet de recevoir l'eau par toute leur surface; en d'autres termes, la région d'alimentation des eaux de fond coïncide avec celle de leur extension.

Il faut distinguer dans les eaux de fond la surface supérieure ou plan d'eau et le soubassement étanche, terrain imperméable sous-jacent à la nappe aquifère (voir fig. 74). Le terrain où s'accumule l'eau s'appelle *couche* ou *nappe aquifère*. L'épaisseur d'une nappe aquifère est la distance entre la surface du plan d'eau et le soubassement imperméable. Les eaux de fond ne subissent que l'action de la pression atmosphérique, elles sont donc libres. Le niveau d'eau atteint par les puits et les forages conserve la cote qu'il avait dans la nappe aquifère avant l'ouverture et ne monte pas. Une frange capillaire borde au-dessus la nappe de fond ; dans cette frange les pores de la roche ne sont remplis que partiellement par l'eau qui remonte par les capillaires.

Il est rare que la surface des eaux de fond soit horizontale. Ordinairement, elle suit de près, en l'atténuant, le relief du sol et est manifestement inclinée vers les parties déprimées du terrain. Il en est ainsi parce que les eaux de fond sont toujours en mouvement. Leur écoulement s'effectue sous l'action de la pesanteur dans la direction des ravins, des rivières, des mers et des autres dépressions topographiques où elles émergent sous forme de sources qui assurent leur décharge ou drainage. Ces zones d'émergence des eaux souterraines s'appellent *zones de décharge*. Les eaux de fond cheminent le long des pores et des fissures en formant de petits filets isolés parallèles. Ce mouvement est dit *laminaire*. La vitesse des eaux souterraines dépend de la perméabilité des terrains et de la pente de la surface de la nappe aquifère. Cette dépendance est exprimée par la formule :

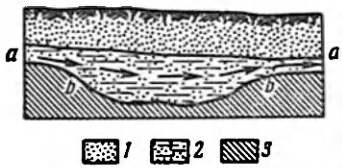


Fig. 75. Eaux de fond traversant un bassin d'eau souterraine ; *aa* — surface de la nappe aquifère ; *bb* — ligne de séparation entre l'écoulement de la nappe et le bassin souterrain ; *1* — sable ; *2* — sable aquifère ; *3* — limon

$$v = K\frac{h}{l},$$

où v est la vitesse du courant ; K, la constante de perméabilité de la roche (coefficient de perméabilité) ; h, la différence de niveaux d'eau en deux points considérés et l, la distance séparant ces deux points. Ordinairement, le rapport $\frac{h}{l}$ s'appelle pente hydraulique de la surface de la nappe aquifère ou *gradient de charge* et on le désigne par la lettre i. En remplaçant dans la formule cette grandeur on obtient $v = Ki$. La vitesse d'écoulement des eaux de fond est relativement faible par rapport à celle des rivières. Dans les sables fins et homogènes elle est de 1 à 5 m par jour ; dans les sables grossiers et les graviers, de 15 à 20 m par jour ; dans les galets et les calcaires karstifiés très fissurés elle peut atteindre 100 m par jour et même plus.

Parfois, les eaux de fond en remplissant les creux de la couche imperméable forment des bassins à plan d'eau horizontal ou presque. Souvent un écoulement d'eau de fond se combine avec un bassin d'eau souterraine (fig. 75).

Régime des eaux de fond. Le régime des eaux de fond, c'est-à-dire leur niveau, leur quantité et leur qualité, se modifie, car elles sont très sensibles aux conditions hydrométéorologiques extérieures, étant en liaison hydraulique la plus étroite avec les eaux superficielles. Dès que les conditions d'alimentation changent, le régime des eaux de fond est perturbé. Les facteurs essentiels sont à cet égard les conditions climatiques, principalement le volume des précipitations atmosphériques. Aux années de précipitations abondantes, le

niveau des eaux de fond monte et il descend pendant les années de faibles précipitations. Parfois, les variations du niveau ont un caractère nettement saisonnier et peuvent atteindre plusieurs mètres au cours d'une année. Certaines couches pendant ces variations se remplissent d'eau et se tarissent alternativement. Ainsi, la partie superficielle comprise entre la surface terrestre et la base imperméable se divise nettement en trois zones:

1) *zone d'aération* ou *de descente continue* qui se situe au-dessus du niveau supérieur des eaux de fond et s'établit après une longue pério-

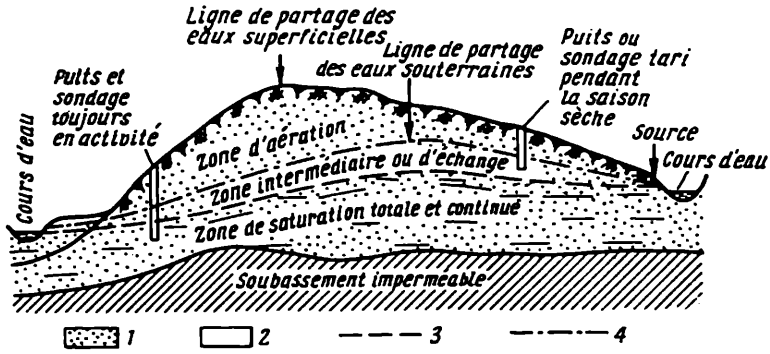


Fig. 76. Allure du gisement et de l'écoulement des eaux de fond dans la zone d'un interfluve: *1* — sable; *2* — limon; *3* — niveau de basse eau de la nappe aquifère; *4* — niveau de hautes eaux de la nappe aquifère

de de précipitations; elle n'est jamais remplie d'eau entièrement et les précipitations ne font que la traverser en s'infiltrant dans les zones sous-jacentes;

2) *zone intermédiaire* ou d'échange qui occupe l'espace entre le niveau de hautes eaux (y compris la zone d'ascension capillaire) et le niveau de basses eaux correspondant aux saisons sèches. Cette zone est tantôt humide, tantôt asséchée;

3) *zone de saturation totale et continue* entre le niveau de basses eaux et la base imperméable (fig. 76). Les modifications du niveau des eaux influent sur le débit des sources et la qualité de l'eau.

Le régime des eaux de fond a une grande importance pratique pour la solution de nombreux problèmes de l'économie nationale; c'est pourquoi on attache une grande importance à son étude. Pour alimenter une agglomération en eau, il faut connaître le niveau inférieur des variations de la nappe au-dessous duquel il faut procéder au captage et forer les puits sinon ceux-ci s'assèchent durant les années maigres. Ces questions doivent être abordées d'un point de vue différent lorsqu'il s'agit de l'exécution d'ouvrages d'art; il faut alors établir avec précision les montées éventuelles du niveau d'eau.

Toute conclusion tirée sur l'action des eaux sur les fondations doit tenir compte du niveau le plus élevé qu'elles ont atteint dans la région considérée. Toute recherche sur les eaux souterraines doit obligatoirement comporter une étude de leur régime; il faut effectuer des observations, dans des stations fixes et pendant de longues années, du niveau des eaux de fond, de leur température, du volume des précipitations et de la température de l'air, ainsi que des variations du niveau des bassins et cours d'eau superficiels avec lesquels les nappes de fond sont généralement en communication. Il existe actuellement en U.R.S.S. dans diverses régions du pays des stations d'Etat spéciales destinées à étudier le régime. En outre, de nombreux services administratifs possèdent leurs propres stations.

NAPPES CAPTIVES NON ARTÉSIENNES

On distingue parfois un type particulier d'eaux souterraines: les eaux captives non artésiennes qui ne se différencient des eaux

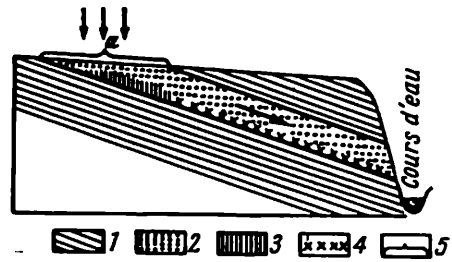


Fig. 77. Allure des nappes captives non artésiennes: *1* — terrains imperméables; *2* — terrains perméables; *3* — eaux de fond; *4* — nappe captive non artésienne; *5* — zone d'alimentation

de fond libres que par le fait qu'elles se trouvent entre deux couches imperméables (fig. 77). Elles s'alimentent non pas par toute la surface d'extension de la couche aquifère, mais seulement par l'affleurement de la nappe (*a*). Ordinairement, ces eaux se rencontrent dans les régions au relief disloqué et se disposent au-dessus du niveau de base du réseau hydrographique local. Elles ne remplissent pas toute la couche aquifère, ne contactent pas le toit imperméable et leur surface supérieure est libre. Souvent elles émergent en sources sur les versants des ravins et des rivières, surtout si la base imperméable est en pente. Ainsi, ces nappes captives sont des eaux courantes dont l'écoulement est identique à celui des eaux de fond descendantes sollicitées par la pesanteur.

Les nappes captives artésiennes se forment dans des structures appropriées, le plus souvent dans les structures synclinales (fig. 78) et monoclinales. Dans le premier cas, la nappe aquifère comprise entre deux couches imperméables est en fond de bateau. L'alimentation de la nappe est alors assurée par les affleurements du terrain aquifère (fig. 78 et 79). L'eau en pénétrant dans les couches perméables se dirige vers le centre du fond du bateau et remplit tout le terrain

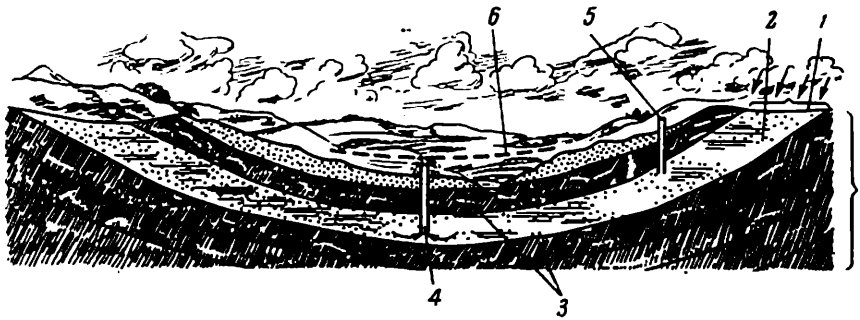


Fig. 78. Allure de la nappe artésienne: *1* — zone d'alimentation; *2* — nappe aquifère; *3* — couches imperméables; *4* — source déversante; *5* — source d'où l'eau captive ne se déverse pas; *6* — surface piézométrique des eaux captives (dessin de N. Kostenko)

aquifère, étant sous pression hydrostatique. Si l'on creuse des puits ou si l'on fore des trous jusqu'à la couche aquifère, l'eau monte à un niveau assez élevé. Il arrive même, lorsque le puits est creusé en contrebas d'un relief, que l'eau se déverse à la surface en formant un puits jaillissant (puits *4*, fig. 78); parfois, elle se stabilise à une certaine distance de la surface (puits *5*). La montée de l'eau dans les puits varie et dépend du niveau de la zone d'alimentation qui détermine la poussée de l'eau, c'est-à-dire la hauteur à laquelle peut s'élever en cet endroit l'eau sous pression. On l'appelle *niveau piézométrique*. Il s'agit de ne pas confondre les termes de niveau et de charge. Le niveau piézométrique est ordinairement exprimé par sa cote absolue au-dessus du niveau de la mer, alors que la pression hydrostatique ou charge, mesurée en mètres, est la hauteur de la colonne d'eau qui s'élève au-dessus du toit de la couche aquifère jusqu'au niveau piézométrique.

Les points d'affleurement de la nappe captive jaillissante de nombreuses structures géologiques ont des cotes différentes. Dans ce cas, les différentes parties des terrains encaissants ne sont pas caractérisées par les mêmes conditions hydrogéologiques. Le niveau d'affleurement supérieur assure l'alimentation de la nappe captive (zone d'alimentation); le niveau inférieur sert d'exutoire aux eaux captives sous forme de sources, c'est-à-dire facilite leur décharge (zone

de décharge). L'espace entre les zones d'alimentation et de décharge s'appelle zone sous pression (fig. 79, *I*).

Dans un pendage monoclinal, surtout s'il y a alternance répétée des roches perméables et imperméables, l'eau souterraine peut également se trouver sous pression hydrostatique (fig. 79, *II*). L'eau pénètre dans les roches perméables à partir de la zone d'alimentation et s'écoule en suivant la pente des couches jusqu'aux argiles qui l'arrêtent. Elle s'accumule donc dans la nappe aquifère, sous pression hydrostatique. Si l'on atteint cette nappe par un puits, elle sera

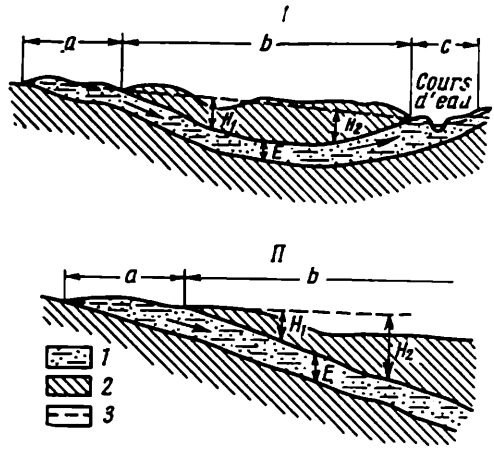


Fig. 79. Coupe d'un bassin artésien disposé dans une cuvette synclinale (*I*) et dans des roches à structure monoclinale (*II*): *a* — zone d'alimentation; *b* — zone sous pression; *c* — zone de décharge; H_1 et H_2 — charges; *E* — épaisseur de la nappe artésienne (les fléchettes indiquent le sens de l'écoulement des eaux captives); *1* — terrains aquifères; *2* — terrains imperméables; *3* — niveau piézométrique

sous pression et l'eau s'élèvera jusqu'au niveau de la zone d'alimentation. Les eaux jaillissantes de ce genre peuvent s'accumuler également dans les régions de structures faillées quand la base imperméable de la nappe aquifère coïncide avec le plan de faille.

Lorsqu'il y a alternance de couches perméables et imperméables, on est en présence des structures qui peuvent contenir plusieurs nappes jaillissantes.

§ 5. Bassins artésiens

Les complexes géologiques d'étendue plus ou moins grande dans les terrains desquels sont encaissées des nappes captives jaillissantes s'appellent *bassins artésiens*. Ils renferment généralement de grandes

réserves d'eau de bonne qualité largement utilisée dans les villes en vue de l'alimentation humaine et à des fins industrielles. Dans plusieurs grandes villes, les nappes captives constituent une des sources principales du ravitaillement en eau. Sur le territoire de l'U.R.S.S. il y a plusieurs grands bassins artésiens associés aux affaissements en cuvette de l'écorce terrestre, ainsi qu'aux structures monoclinales formées de terrains alternativement perméables et étanches.

Le *bassin artésien de Moscou* est le plus connu ; son rôle est capital pour le ravitaillement en eau des villes et villages du centre de la

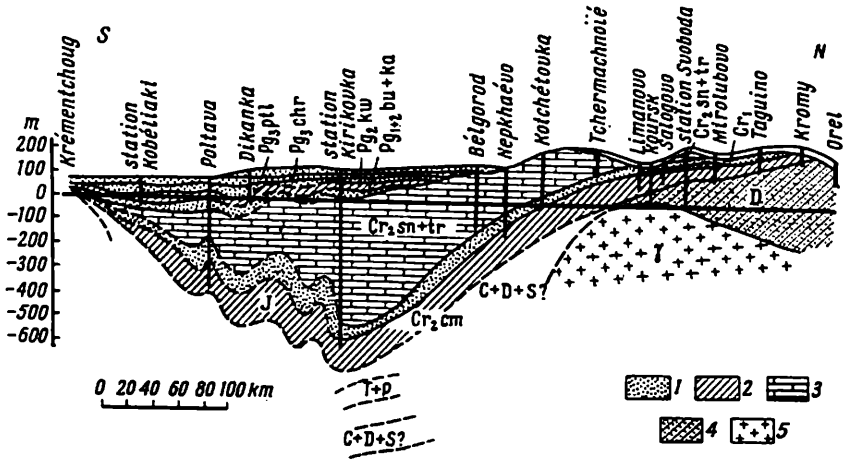


Fig. 80. Coupe schématique de la cuvette du Dniepr et Donetz: *1* — sable; *2* — argile; *3* — craie et marne; *4* — argile avec du sable; *5* — roches cristallines

partie européenne de l'U.R.S.S. La nappe captive est renfermée ici dans les calcaires fissurés et les dolomies du Carbonifère. Dans le centre de la dépression de Moscou l'épaisseur de toute la série carbonifère atteint 150-320 mètres et même 400 m dans le Nord-Est. Les eaux captives sont associées ici aux sédiments des trois sous-systèmes: Carbonifère inférieur, moyen et supérieur, en formant trois nappes isolées l'une de l'autre par des couches argileuses. L'eau de ces nappes est de bonne qualité et elle est largement utilisée à Moscou et dans de nombreuses localités en vue de l'alimentation humaine. Les zones où s'alimentent ces nappes se trouvent à l'Ouest, au Sud-Ouest et au Sud du bassin artésien.

Les couches dévoniennes plus profondes du bassin artésien de Moscou renferment également des nappes captives, mais leurs eaux

sont fortement minéralisées (teneur élevée en sels) et impropres à l'alimentation.

Le *bassin artésien* associé à la cuvette de *Dniepr* et *Donetz* (ou Nord-Ukrainienne) offre un autre exemple; la cuvette, étirée dans la direction Ouest-Nord-Ouest est remblayée de sédiments jurassiques, crétacés et tertiaires (fig. 80). Dans sa partie centrale, elle ferme plusieurs nappes captives associées aux sables jurassiques, cénomaniens et aux assises de marnes crayeuses du Crétacé supérieur, ainsi qu'à deux nappes dans les sables paléogènes. La zone d'alimentation est située sur les marges relevés du Nord et du Nord-Est du bassin, alors que la zone de décharge se trouve dans la vallée du Dniepr. Les conditions particulièrement favorables de l'alimentation et de l'écoulement des eaux souterraines de ce bassin permettent une accumulation abondante d'eau de très bonne qualité qui est utilisée par de nombreuses villes parmi lesquelles les grandes agglomérations de l'Ukraine: Kiev, Kharkov, Poltava.

§ 6. Sources

Les exutoires naturels des eaux souterraines à la surface s'appellent sources. Ces sources sont généralement localisées dans les vallées des rivières, les ravins ou les vallons qui recoupent les nappes aquifères. Les exutoires d'eau souterraine se présentent dans des conditions très variées suivant la nature lithologique des terrains aquifères (roches poreuses ou fissurées), le degré de dénudation des versants, la disposition des roches, etc. L'eau peut suinter librement à l'état diffus au contact avec une couche imperméable, parfois sur une surface assez grande (c'est le plus souvent le cas des roches poreuses). Par endroits, elle sort en un filet unique assez puissant (cas des roches poreuses et surtout fissurées), enfin, elle peut déborder de l'exutoire en formant une source jaillissante.

Si les versants d'une vallée ou d'un ravin sont couverts de colluvions, ces dernières entravent la concentration des eaux et celles-ci se fraient un chemin sous la couche colluviale. Lorsque l'épaisseur de la couche superficielle est faible, celle-ci est progressivement humectée par l'eau souterraine. Le versant devient humide sur une étendue assez vaste et se transforme souvent en marécage.

A chaque type d'eau souterraine (eau de fond ou eau artésienne) décrit plus haut correspond un exutoire particulier qui caractérise la venue au jour des eaux. Les sources alimentées par les eaux de fond et par la table d'eau perchée sont dites *descendantes*; celles qui proviennent des eaux captives sont appelées *ascendantes*. Les exutoires descendants correspondant à la sortie des eaux de la nappe perchée sont parmi les plus instables. Les sources descendantes par lesquelles émergent les eaux de fond ont au contraire un débit plus constant bien que celui-ci et la qualité des eaux soient sujettes aux variations saisonnières des conditions hydrométéorologiques.

Le débit des sources varie également dans de larges limites suivant le régime d'alimentation et le degré de perméabilité des terrains aquifères. Les gros débits s'observent dans les exutoires correspondant aux sables grossiers, aux graviers et aux calcaires karstifiés très fissurés. Les sources qui émergent des cavernes et des galeries karstiques peuvent parfois avoir un débit tel qu'elles peuvent engendrer des ruisseaux et même de petites rivières. Ces exutoires se rencontrent en Crimée (Iaïla), dans le Caucase, dans la région de Léningrad, etc.

Les sources ascendantes sont les sorties naturelles des nappes captives. Elles se caractérisent par un régime plus ou moins stable, c'est-à-dire présentant une pression, un débit, une composition chimique et une température à peu près constants. Elles sont associées aux zones de décharge des bassins artésiens et apparaissent souvent dans les régions à structure faillée. L'étude des sources des eaux souterraines et de leur régime (modification du débit et de la qualité de l'eau) est très importante, car elle permet d'établir le *bilan hydraulique* des eaux souterraines de chaque région. Sous ce terme on désigne le volume d'eau se trouvant dans un secteur déterminé et ses variations quantitatives. Ce bilan hydraulique comprend un terme positif (apport d'eau) et un terme négatif (perte d'eau).

L'apport d'eau est assuré par l'infiltration des précipitations atmosphériques, la condensation des vapeurs d'eau et l'infiltration de l'eau de condensation, l'infiltration des eaux des rivières et des bassins superficiels.

Les pertes d'eau résultent des décharges aux sources, de l'alimentation souterraine des bassins superficiels, de l'évaporation par les capillaires, de l'évaporation par transpiration des plantes, des captages réalisés par l'homme pour satisfaire ses besoins en eau.

En établissant le bilan des eaux souterraines il faut tenir compte de tous ces éléments d'apport et de pertes en eau.

§ 7. Composition chimique des eaux souterraines

Les eaux naturelles sont de très bons dissolvants. Même la pluie, qui peut être assimilée à de l'eau distillée, n'est pas absolument pure, car en tombant des nuages, elle absorbe en chemin la poussière se trouvant en suspension dans l'air et des gaz, atteignant ainsi la surface en ayant déjà subi une certaine minéralisation. Et ceci est valable à plus forte raison pour les eaux souterraines. En traversant les roches de constitutions différentes elles entrent en interaction avec le milieu ambiant et modifient leurs propriétés et leur composition. Certaines roches ou les intrusions qu'elles contiennent subissent une lixiviation les eaux souterraines s'enrichissant en sels minéraux. En outre, la composition chimique des eaux souterraines dépend des conditions de genèse (eaux marines, d'infiltration, juvéniles, etc.) et des transformations ultérieures.

La quantité de matière dissoute dans les eaux naturelles est très variable, des eaux presque distillées (à teneur en divers éléments inférieure à des fractions de pour cent) jusqu'aux saumures saturées totalement. La somme de toutes les substances dissoutes dans une eau souterraine est appelée ordinairement *minéralisation globale* de l'eau.

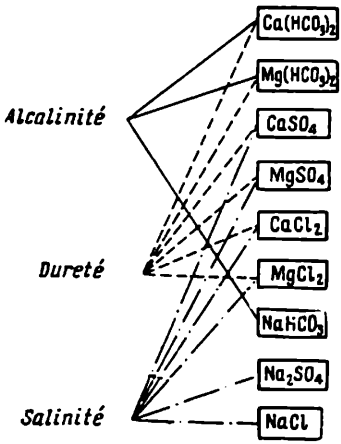


Fig. 81. Eléments dont la combinaison détermine les propriétés principales de l'eau

Suivant leur minéralisation, V. Vernadski subdivise toutes les eaux naturelles en quatre grandes classes.

1. Eaux douces à minéralisation globale inférieure à 1 g/l.

2. Eaux faiblement salées et saumâtres, à minéralisation globale de 1 à 10 g/l.

3. Eaux salées, à minéralisation globale de 10 à 50 g/l.

4. Saumures (eaux très minéralisées), à minéralisation globale de 50 à 300 g/l.

Cette classification souligne l'ampleur des variations de la minéralisation de l'eau, de dizaines de milligramme jusqu'à des centaines de grammes par litre.

On utilise de préférence pour l'alimentation humaine les eaux douces dont la minéralisation est inférieure à 1 g/l; en cas de besoin on peut utiliser également les eaux faiblement salées (contenant jusqu'à 2-3 g/l de sels). Les eaux à minéralisation plus élevée sont pratiquement inutilisables pour l'alimentation.

Les eaux souterraines contiennent divers éléments chimiques en quantités infimes pour la plupart. Les composantes principales sont les ions de Cl', SO_4'', HCO_3', $Na^{\cdot}$, $Ca^{\cdot\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$, parfois, en quantités plus appréciables, NH_4, $Fe^{\cdot\cdot}$ et $Mn^{\cdot\cdot}$ ainsi que des gaz, CO_2, O_2 et plus rarement H_2S.

Les diverses combinaisons de ces éléments déterminent les propriétés principales de l'eau (fig. 81), son alcalinité, sa salinité et sa dureté.

Ainsi, une forte concentration d'ions $Na^{\cdot}$ et Cl' donne à l'eau un goût salé, alors qu'une grande teneur en ions $Na^{\cdot}$ et HCO_3' lui confère des propriétés alcalines.

On a proposé plusieurs classifications établies suivant la teneur en anions et cations principaux indiqués ci-dessus. Ainsi, O. Alékine répartit les eaux en trois classes d'après l'anion dominant: eaux bicarbonatées ($HCO_3' + CO_3''$), sulfatées (SO_4'') et chlorurées (Cl'), chaque classe comprenant trois groupes suivant le cation dominant. Ainsi, les eaux bicarbonatées peuvent être calciques, magnésiques ou potassiques. Ces groupes à leur tour se subdivisent en types, suivant les rapports existant entre les ions.

§ 8. Eaux minérales

Ainsi, toute eau naturelle est plus ou moins minéralisée, c'est-à-dire qu'elle contient une certaine quantité de substances minérales sous forme de sels ou de gaz. Toute eau naturelle peut donc être appelée minérale. Cependant, on donne généralement le nom d'eaux minérales aux eaux dont les constituants sont utiles pour la santé, qui possèdent des propriétés physico-chimiques bien déterminées et exercent une action physiologique spéciale sur l'organisme humain. Leurs propriétés thérapeutiques proviennent de la minéralisation, de la présence des gaz et des principes spécifiques : fer, arsenic, radium, brome, iode, etc., relativement rares dans les eaux souterraines ordinaires. D'autre part, de nombreuses sources minérales sont caractérisées par une température élevée qui ne se rencontre pas dans les eaux souterraines de la zone superficielle.

D'après leurs températures, les eaux minérales peuvent être classées en froides (température inférieure à 20°), tièdes (de 20 à 37°) ; chaudes (de 37 à 42°) ou très chaudes (température supérieure à 42°).

Parmi les types les plus connus on peut citer :

1. Les eaux bicarbonatées contenant du gaz carbonique, par exemple les Narzans froids de Kislovodsk, les eaux bicarbonatées chaudes du type Slavianovskaïa (Jéléznovodsk), les eaux de Karlovy Vary (Tchécoslovaquie), etc.

2. Les eaux sulfureuses et sulfideuses (Matsesta, Talga dans le Caucase, eaux minérales Serguiévskié dans la région de la Volga).

3. Les eaux radio-actives contenant une émanation de radium (radon) ou des sels de radium (Tskhaltoubo en Géorgie et Biélokourikha dans l'Altaï).

Quelle est l'origine des eaux minérales et d'où tirent-elles leurs constituants gazeux et autres principes médicinaux?

Si l'on observe la répartition des sources minérales en Union Soviétique, on voit qu'elles sont particulièrement nombreuses dans les régions de montagnes jeunes formées surtout durant le Tertiaire et en partie au Quaternaire et où les mouvements tectoniques se font encore sentir aujourd'hui (Caucase, Transcaucasie, Pamir, Kamtchatka, Kouriles, etc.). Certaines de ces régions (Kamtchatka, Kouriles) sont encore le siège d'une activité volcanique intense ; d'autres (Caucase, etc.) l'étaient récemment. Les processus d'orogenèse se sont ici accompagnés de dislocations tectoniques (ruptures et fractures).

Cette distribution n'est pas un phénomène fortuit. Certaines sources minérales sont certainement en liaison avec les parties profondes de l'écorce terrestre d'où proviennent leur chaleur et leurs constituants gazeux.

Ainsi, les sources bicarbonatées à fort facteur gazeux abondent surtout dans les régions à intrusions magmatiques récentes. On suppose que dans les zones de contact avec ces intrusions où les tempé-

ratures atteignent environ 400°, les roches carbonatées métamorphisées dégagent en abondance du CO_2 qui, en remontant les failles, se mélange aux eaux souterraines des zones supérieures.

Les eaux radio-actives se trouvent au voisinage des roches intrusives acides (granite, etc.) riches en éléments radio-actifs. Le passage du radon dans la solution s'accompagne de la désintégration des principes radio-actifs contenus dans la roche. Certaines eaux à radon sont des eaux de fond gisant au-dessus des masses intrusives acides.

Les eaux sulfureuses se forment dans les roches sédimentaires riches en substances organiques. Celles qui ont une forte concentration abondent surtout près des gîtes pétrolifères.

§ 9. Le karst

Dans leur mouvement, les eaux souterraines effectuent un travail géologique complexe. Il faut d'abord mentionner le phénomène du karst et les glissements.

Le phénomène du *karst* consiste dans le lessivage des roches fissurées et solubles par des eaux souterraines et superficielles en mouvement, action qui aboutit à la formation de dépressions fermées d'aspect caractéristique à la surface et de cavernes et de galeries en profondeur. Le mot « karst » servant d'appellation au phénomène n'en suggère pas le processus ; il tire son origine de la dénomination du plateau calcaire de Karst près de Trieste, où les phénomènes mentionnés ont reçu un grand développement et où ils ont été étudiés pour la première fois.

Parmi les roches solubles il faut citer le sel gemme, le gypse, l'anhydrite, les calcaires, les dolomies, les marnes qui subissent d'intenses processus karstiques. C'est le sel gemme (NaCl) qui est le plus soluble, les roches carbonatées comme les calcaires et les dolomies l'étant moins.

Comme on l'a déjà indiqué plus haut, les eaux souterraines contiennent toujours une quantité plus ou moins grande de sels et de gaz dissous. Donc, l'eau qui agit sur les roches n'est pas une eau chimiquement pure mais une solution de sels complexe dont la concentration est en perpétuelle variation. Or, la présence de sels et d'acide carbonique dans l'eau accroît notablement l'action dissolvante de celle-ci sur les roches. Ainsi, il se dissout davantage de calcaires et de dolomies dans de l'eau contenant du gaz carbonique que dans de l'eau chimiquement pure. Par exemple, un litre d'eau distillée dissout 11,5 mg de $CaCO_3$, mais lorsqu'elle contient jusqu'à 1 mg/l d'acide carbonique, la quantité de calcite dissous passe à 50-60 mg/l.

La présence de NaCl dans les eaux souterraines élève de 2,5 à 3,5 fois la dissolubilité du gypse (suivant la teneur en NaCl), alors qu'une addition de sulfate de magnésium réduit sa dissolubilité à zéro, etc.

L'interaction des solutions naturelles complexes que forment les eaux souterraines avec les roches fissurées et solubles donne diverses formes karstiques. Les roches carbonatées, calcaires et les dolomies sont très répandues dans de nombreux pays, alors que le gypse et le sel gemme couvrent des surfaces beaucoup plus restreintes en formant souvent des lentilles isolées ou des intercalations entre des roches argileuses. C'est pourquoi le phénomène du karst dans les couches épaisses de calcaires et de dolomies est mieux étudié. La grande diversité du karst se manifeste dans toute son ampleur à la surface des calcaires dénudés des régions du Sud de l'U.R.S.S.

TOPOGRAPHIE KARSTIQUE SUPERFICIELLE

Les *lapiés* (ou rascles) sont des formes de relief karstiques qui se développent à la surface d'une roche soluble. Ce sont des formes en creux très diverses qui rappellent des sillons étroits, de petites rigo-

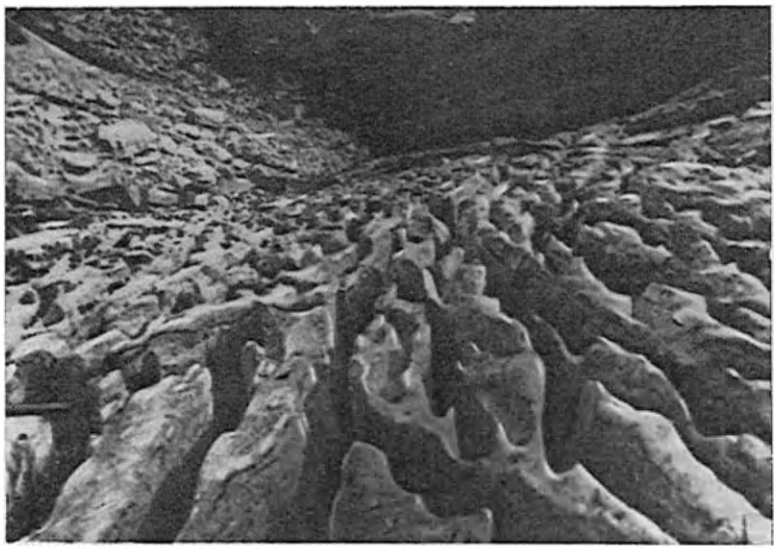


Fig. 82. Les lapiés

les, des cannelures, des tranchées, des trous, etc., dont la profondeur varie de plusieurs centimètres jusqu'à 1, rarement 2 mètres. Elles sont disposées tantôt plus ou moins parallèlement dans le sens de la pente qui a alors l'allure d'une surface travaillée par une herse géante, tantôt d'une façon irrégulière avec des ramifications qui souvent fusionnent (fig. 82). Les lapiés sont surtout le fait de l'action dissolvante des eaux atmosphériques qui attaquent les parois des fis-

sures dans les roches massives, mais aussi de l'érosion mécanique. En circulant dans les joints et les fissures, l'eau dissout, corrode et évacue les grains de calcaires, contribuant ainsi à l'élargissement des diaclases. C'est de cette façon que l'eau, en pénétrant dans les interstices les plus fins, accomplit peu à peu un travail de destruction et les transforme en ouvertures béantes et en dépressions.

L'ensemble de ces ciselures porte le nom de lapiés et la surface des roches solubles qui en est couverte, est appelée champ de lapiés.

Les *ponors* ou *gouffres absorbants*. Le phénomène karstique ne se limite pas à la formation des lapiés, ceux-ci pouvant, au contraire, être considérés comme les éléments les plus simples du relief karstique. On appelle ponors les ouvertures verticales dans lesquelles s'engouffre l'eau superficielle. Ils se forment au croisement des grandes fissures ou à l'endroit où celles-ci s'élargissent, se prolongeant en profondeur dans les massifs karstiques et offrant à l'eau les voies les plus faciles à la circulation. Les conduits qui s'y forment s'agrandissent très vite en profondeur et en largeur et se transforment en chenaux d'écoulement qui collectent et évacuent l'eau superficielle. Les ponors isolés se rencontrent assez rarement; le plus souvent ils se combinent à d'autres formes karstiques.

Les niches. Aux affleurements des roches solubles il se forme souvent des niches de dimensions diverses qui résultent d'un lessivage intense par les eaux souterraines émergeant sur une pente ainsi que des processus d'altération. Le développement des niches est souvent provoqué par des plans de stratification.

Les *dépressions fermées* ou *entonnoirs* (dólines et avens) sont les formes karstiques les plus répandues. Elles se rencontrent en grande quantité dans les diverses zones climatiques: sur les côtes méditerranéennes et celles de la mer Noire, dans les régions de Léningrad et d'Arkhangelsk, dans le bassin d'Angara-Iénisséi, en Extrême-Orient sibérien et dans l'Oural. Ces dépressions karstiques ont des formes diverses, tantôt ce sont de véritables puits aux parois assez raides, tantôt des écuelles ou des soucoupes avec des pentes douces et de faible profondeur (fig. 83). Leur diamètre dans la plupart des cas varie de 1 à 50 m, atteignant parfois 100 m et plus. Leur profondeur dépasse rarement 15 à 20 m. Souvent, on observe au fond de ces entonnoirs des ponors par lesquels les eaux superficielles rassemblées dans la dépression sont entraînées en profondeur.

Dans les régions où la karstification est très poussée la multiplication de ces formes en entonnoir donne à la surface un aspect alvéolé. Ainsi, certains secteurs de Iaïla en Crimée comptent jusqu'à 50 et même 80 dólines par kilomètre carré, alors que dans le bassin houiller de Kizel (versant occidental de l'Oural) on en enregistre de 30 à 120. Les entonnoirs karstiques peuvent résulter de l'action dissolvante de l'eau ou se former par approfondissement et élargissement progressif des fractures. Le développement de ces dépressions en enton-

noirs peut être accéléré par l'action érosive des eaux superficielles et par le processus d'altération des roches.

Les dépressions fermées peuvent également provenir d'un effondrement du plafond des cavités karstiques, phénomène qui est observé assez souvent dans les contrées où les calcaires, gypses et autres roches solubles sont recouverts d'une couche suffisamment épaisse de roches argilo-sableuses insolubles. Dans ces conditions, le phénomène karstique n'a lieu qu'en profondeur où se développent les cavités de

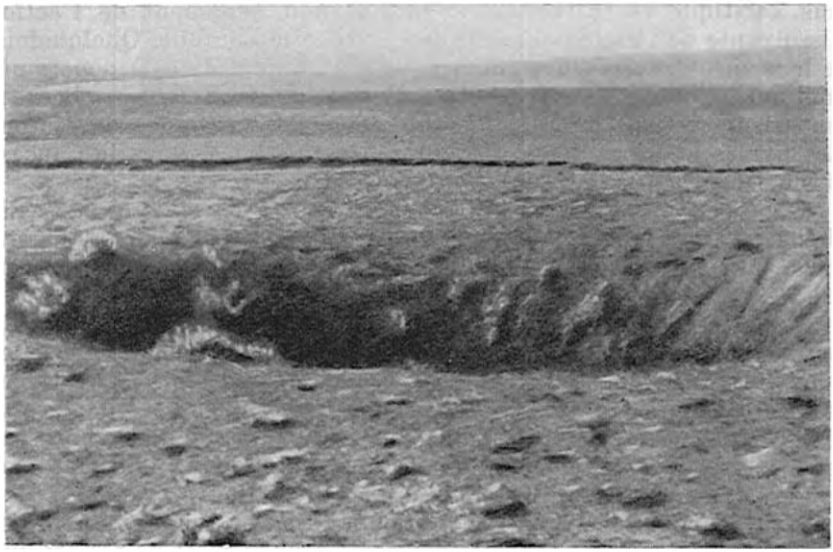


Fig. 83. Entonnoir karstique

formes diverses (grottes, galeries, etc.) dont les voûtes subsistent pendant un certain temps. L'évolution de ces cavités se poursuivant, une rupture de l'équilibre des roches formant la voûte peut en résulter, rupture qui déclenche un effondrement quelquefois sur une grande échelle. Les dépressions karstiques provenant d'un effondrement se rencontrent dans les régions de Toula, d'Ivanovo, de Léningrad, de Perm, en Tatarie, dans l'Oural, etc.

Les entonnoirs karstiques forment à la surface tantôt des alignements, tantôt des groupements irréguliers. La disposition linéaire témoigne vraisemblablement de l'existence de grosses fractures d'origine tectonique le long desquelles se sont concentrés les processus karstiques les plus intenses. Parfois, un semblable alignement de formes karstiques s'organise au-dessus d'une caverne souterraine.

Les actions simultanées de dissolution et d'érosion peuvent aboutir, dans le cas d'une disposition linéaire des entonnoirs, à un mode-

lé de ravins génétiquement liés aux phénomènes du karst et à l'érosion normale.

Grandes dépressions fermées (*uvalas et poljé*). L'évolution ultérieure des phénomènes karstiques aboutit à l'élaboration de formes plus vastes et complexes, les uvalas et les poljés qui atteignent parfois des dimensions importantes. Ils peuvent se former par élargissement et coalescence de nombreuses dólines ou par effondrement du plafond de grandes cavernes karstiques. Souvent, ces formes sont conditionnées par la tectonique et ont en réalité une origine à la fois karstique et tectonique, résultant non seulement de l'action dissolvante de l'eau mais aussi de l'érosion mécanique. Quelquefois, le fond des uvalas et des poljés est parsemé de dólines à ponors qui sont autant de points d'absorption d'eau (fig. 84, *A* et *B*). La hauteur des parois atteint des dizaines et même des centaines de mètres. Les uvalas et les poljés sont nombreux en Crimée, dans le Caucase et sur le plateau karstique de Yougoslavie.

Exsurgences et résurgences. L'engouffrement des rivières et l'assèchement périodique des lacs sont aussi dus aux phénomènes karstiques. Des exsurgences et résurgences ont été constatés dans nombre de régions et de zones climatiques.

On sait depuis longtemps que près d'Immendingen les eaux du cours supérieur du Danube s'engouffrent dans les ponors en de telles quantités qu'en été, quand le niveau du fleuve est bas, certaines parties du lit restent asséchées. Des recherches effectuées dans cette région ont permis d'établir que sur 12,5 km le Danube coule sous terre en suivant des chenaux karstiques, puis vient à la surface par une grosse exsurgence qui donne naissance au fleuve.

A. Krouber a décrit la rivière Sououk-Sou en Crimée. Sur 4 km elle coule à la surface, puis elle disparaît sous terre et ne ressort que par la résurgence de la grotte de Kharanlyk-Khoba. Une autre rivière, l'Ouzen, qui porte d'abord le nom de Sououk-Sou apparaît aux confins du Sud-Est de la vallée Baïdarskaïa, mais elle disparaît bientôt en laissant une vallée sèche parsemée de gravier et de galets. Après sa résurgence sous forme d'une grosse source qui se trouve 174 m plus bas que la source de la Sououk-Sou la rivière porte le nom de Tchornaïa. Donc, sur les 10 km environ que la rivière parcourt sous terre la pente du lit souterrain reste très élevée (15 à 17 m de dénivellation par km au moins). De nombreuses rivières de ce genre existent dans le Caucase, sur le plateau d'Oufa, sur le versant occidental de l'Oural, dans les districts d'Ouglovka, de Borovitchi, de Tikhvin, dans les régions de Léningrad, de Smolensk, etc. Souvent, leur nature apparaît dans la toponymie locale: Ponyrétka, Ponikla, Ponyrié, Nyrok, etc. (noms formés avec la racine « nyriat » qui veut dire en russe « plonger »).

Les lacs s'asséchant périodiquement et dont le régime est réglé par les phénomènes karstiques présentent aussi un grand intérêt. Un groupe de lacs de ce genre (Chimozéro, Dolgozéro, Griaznoïé,

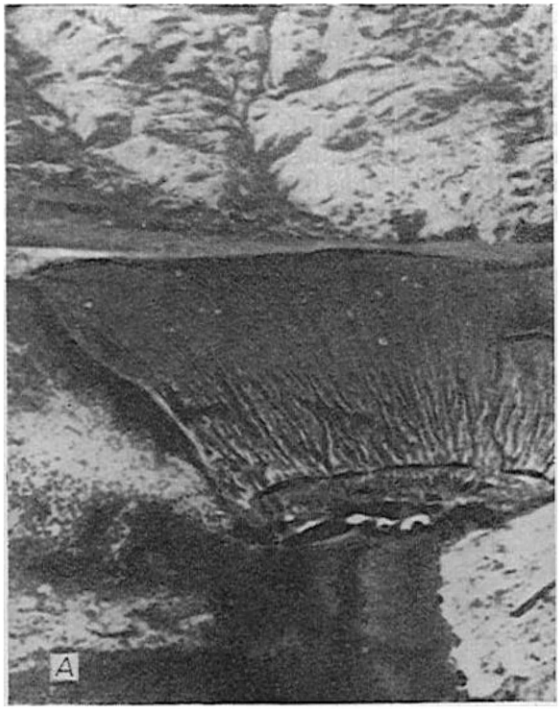


Fig. 84. *A*. Dóline dans la dépression de Bechketné (d'après A. Krouber).
B. Une dépression karstique sur le mont Aï-Pétri

Kanozéro, Oundozéro, etc.), décrit par V. Koulikovski, est situé sur l'interfluve Onejsko-Biélozerski. Le fond de ces lacs est parsemé de dólines et de ponors qui absorbent périodiquement leurs eaux, les entraînant en profondeur. Parmi les lacs périodiquement à sec on peut citer le lac Siamgo dans la région d'Ivanovo, le lac Droujinskoïé, au Nord de Biélozersk, les lacs Borovskoïé, Soukhoïé, Yamnoïé, Gorodno, Medvedko dans les districts de Lubytino et de Borovitchi de la région de Léningrad, les lacs de la région de Gorki, etc.

Fig. 85. Formes caractéristiques dues au karst: « Forêt de pierres » dans la province du Yunnan

L'observation systématique de certains lacs montre que la baisse de leur niveau et parfois leur assèchement ont pour cause une diminution brusque des précipitations atmosphériques dans les années sèches et, par suite, une baisse du niveau des eaux souterraines.

CAVITÉS KARSTIQUES

A côté des formes superficielles on distingue dans un massif karstique un grand nombre de cavités aux formes les plus diverses. On y observe des conduits tubulaires ou coudés ainsi que des galeries ou des cavernes horizontales. Ces dernières ont été bien étudiées. Elles apparaissent ordinairement au niveau des nappes karstiques offrant les conditions les plus favorables à leur développement. Les cavernes forment un réseau de galeries plus ou moins horizontales présentant tantôt des ramifications irrégulières réunies par des pas-

sages étroits, tantôt des élargissements brusques débouchant dans des salles énormes ou des grottes, tantôt des rétrécissements aboutissant à des boyaux étranglés parfois infranchissables. En coupe plane, les cavités souterraines ont un tracé en zigzags ; en profil elles présentent des descentes brusques par gradins. Ce tracé irrégulier et fantasque peut s'expliquer par la complexité du réseau des diaclases traversant les roches et, même, par l'hétérogénéité de ces dernières. Le fond des cavernes karstiques comporte parfois des cours d'eau

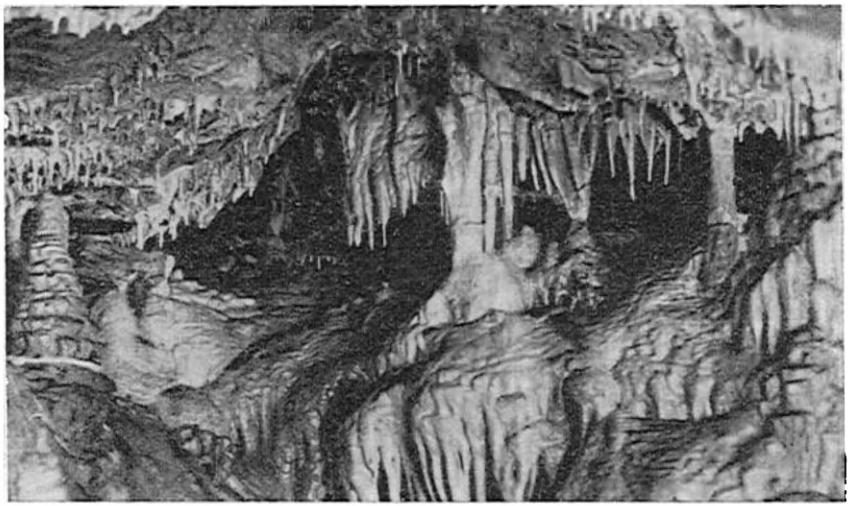


Fig. 86. Stalactites et stalagmites dans la caverne de Macoha (Tchécoslovaquie)

ou de petits lacs ; l'action chimique (corrosion) s'accompagne alors d'une corrasion (érosion mécanique). Au fond des cavernes il se forme par endroits des dépôts de débris tombant des voûtes lors des effondrements ou formant les résidus insolubles de la décomposition des roches solubles. Dans les cavernes l'infiltration des eaux superficielles donne lieu de dépôt de carbonate de calcium formant au plafond des pendants ou pendeloques, des *stalactites* et sur le plancher des formes ascendantes, les *stalagmites* (fig. 86). Ces formes sont dues à l'eau qui s'infiltre lentement à travers les joints par gouttes isolées qui restent suspendues quelque temps au plafond de la grotte. Une partie du carbonate de calcium contenu dans la goutte a le temps de donner un précipité avant de tomber. Goutte à goutte, en suintant le long du plafond et des parois de la caverne, de petits dépôts de calcite se forment et, en s'accumulant, donnent des stalactites. Une partie de ces gouttes tombe sur le plancher où le reste de carbonate de calcium est précipité, ce qui entraîne la formation des stalag-

mites. Certaines cavernes sont dépourvues de ces concrétions de calcite, mais, par contre, contiennent de la glace en permanence.

Liaison hydraulique des cavités karstiques avec le niveau de base. Si le massif karstique est traversé par une rivière, le niveau des eaux karstiques est presque toujours en liaison avec le niveau de celle-ci. Ordinairement, la rivière draine les eaux karstiques. La montée de l'eau dans la rivière accroît le niveau des eaux souterraines dans les parties contiguës du massif karstique et inversement, la baisse de l'eau dans la rivière se traduit par une descente du niveau des eaux souterraines. L'ouverture des galeries est généralement disposée sur les versants, près du plan d'eau de la rivière. Il s'établit ainsi une liaison étroite entre les galeries, leur disposition et le niveau de base. Parfois, les galeries karstiques se disposent en plusieurs étages superposés dont certains présentent des liaisons avec les anciennes plaines alluviales (terrasses). Ce fait témoigne de l'identité des causes réglant l'évolution de la rivière et les phénomènes karstiques. Il s'agit des mouvements oscillatoires de l'écorce terrestre. Lorsque le niveau de base baisse, la rivière s'encaisse dans sa vallée alluviale en formant une terrasse et prend une position nouvelle de cote plus basse; le niveau des eaux karstiques s'abaisse, lui aussi, jusqu'à l'établissement d'un équilibre nouveau (rivière — eaux karstiques). L'ancienne galerie s'assèche et constitue l'étage supérieur; au-dessous, une nouvelle galerie se crée.

En U.R.S.S. on rencontre des cavernes karstiques en Crimée, dans le Caucase, dans la région de l'Oural, dans l'Altaï, etc. On en trouve également en Yougoslavie, en Italie, en France, en Amérique et dans d'autres pays.

La plus grande est la caverne du Mammouth située sur le plateau Kentucky en Amérique. A. Holmes a établi que les calcaires cavernaux du plateau Kentucky comptent plus de 60 000 entonnoirs karstiques et des centaines de cavités y compris la Grande caverne du Mammouth dont le réseau ininterrompu de galeries s'étend sur plus de 48 km (sans tenir compte des bifurcations).

La plus célèbre des cavernes de l'U.R.S.S. est la Koungourskaïa qui se trouve près de la ville de Koungour sur la rive droite de la Sylva. Elle s'est formée dans des couches de gypse s'encaissant entre les calcaires et les dolomies (fig. 87). C'est un labyrinthe de galeries ramifiées dont la longueur totale est de 4,6 km et qui compte plus de trente lacs de différentes dimensions (200 m², et de 4 à 6 m de profondeur pour le plus grand). Le niveau d'eau des lacs dépend directement du niveau de la Sylva. La caverne est caractérisée par des formations de glace qui subsistent toute l'année dans les parties situées près de la sortie et par une structure étagée. G. Maximovitch a établi que certains étages de cette caverne présentent des liaisons avec les terrasses de la Sylva.

Toutefois, cet étagement des galeries ainsi que leur liaison avec les terrasses ne sont pas toujours observés, surtout dans les régions

de soulèvements intenses et récents où la vitesse de l'érosion est plus grande que celle de l'évolution karstique. Lorsque l'érosion devance ainsi le karst les cavernes karstiques ne présentent aucun lien avec les terrasses.

Parfois, au-dessous des galeries karstiques horizontales se situe un réseau de chenaux complexes formant des siphons où circulent

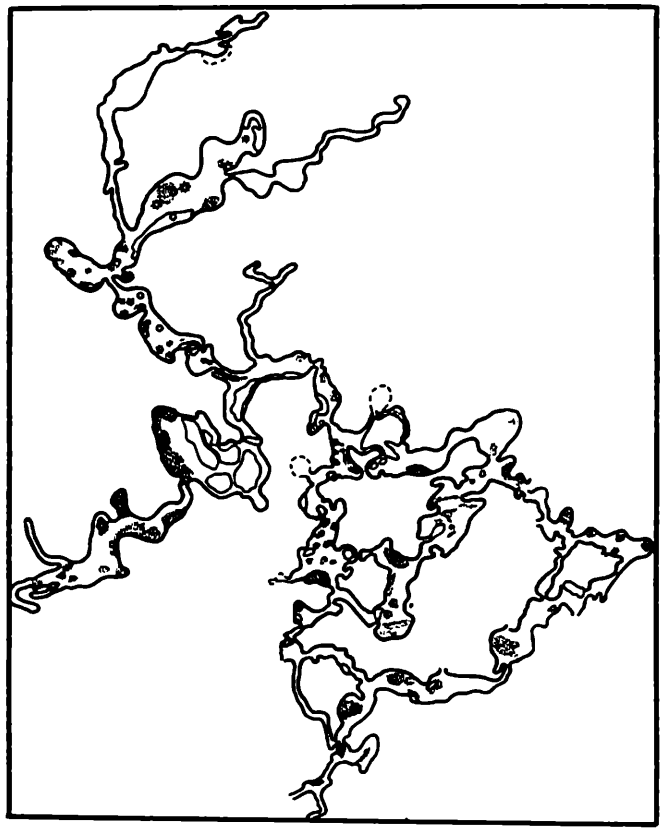


Fig. 87. Plan de la caverne Koungourskaïa

les eaux souterraines profondes. Lorsque la zone d'alimentation de ces eaux est très élevée, alors que la zone de décharge est basse, l'eau se déplace dans les galeries à une grande vitesse, accélérant les phénomènes karstiques et entraînant l'apparition d'exsurgence de sources karstiques puissantes. Ainsi, dans la région de Gagra (U.R.S.S.) une dénivellation entre les zones d'alimentation et de décharge de près de 1 000 m provoque au niveau de la mer l'exsurgence dans des calcaires très karstifiés d'une rivière souterraine et

l'apparition de plusieurs sources ascendantes au fond de la mer. Ces exsurgences de fond de mer jaillissant sous haute pression existent aussi dans l'Adriatique et dans d'autres régions ; on les appelle souvent sources « sous-marines ».

VARIÉTÉS DE KARST

L'évolution du karst et la succession des diverses formes karstiques dépendent du climat, du mode de gisement des roches solubles, de la présence d'une couverture superficielle, du degré de fissuration. On distingue deux types principaux de karst.

1. *Karst de la zone méditerranéenne* ou *nu*. On le trouve en Crimée, dans le Caucase et dans les régions méditerranéennes. L'évolution du karst dépend ici surtout des précipitations atmosphériques qui tombent sous forme d'averses en se chargeant et en évacuant de la surface tous les débris meubles, résidus de la dissolution des roches attaquées par le karst. Aussi le massif karstique reste-t-il constamment à nu et est-il soumis à l'action ininterrompue des facteurs atmosphériques. Les phénomènes karstiques sont dans ce cas très intenses et toute la variété de formes karstiques, superficielles et souterraines, peut être observée : lapiés, ponors, dépressions fermées (dólines, avens, uvalas, poljés), exsurgences, résurgences, cavernes, etc.

2. *Karst de la zone tempérée humide* ou *couvert*. Il se rencontre dans les régions au climat tempéré, par exemple dans la partie européenne de l'U.R.S.S., dans l'Oural, en Sibérie, régions où la répartition des précipitations atmosphériques est plus régulière. Les massifs karstiques ne sont alors pas dénudés et les facteurs atmosphériques ne peuvent exercer sur eux une action directe. En outre, dans nombre de régions, ils sont recouverts d'une épaisse couche de dépôts glaciaires ou fluvio-glaciaires. Les phénomènes karstiques ne s'observent que sous une couche de formations meubles et un grand nombre de formes karstiques sont donc absentes. Il n'y a pas ici de lapiés, d'uvalas ou de poljés. La forme karstique la plus répandue est la petite dépression fermée en entonnoir (dóline ou aven) avec parfois un ponor au fond. On y rencontre des vallons karstiques ainsi que des exsurgences et des résurgences de rivières ou des lacs s'asséchant périodiquement.

Un type particulier présente le *karst « argileux »* qui se développe dans les roches marneuses ou argilo-sableuses à interstratifications gypseuses dans lesquelles le processus d'ablation exerce une action aussi importante que la lixiviation.

Dans les régions recouvertes de lœss et de limons lœssiques le modelé superficiel présente des formes analogues à celles du karst typique : entonnoirs de tassement, dépressions fermées, etc. Ce relief est surtout propre à un climat sec, lorsque les lœss et les limons lœssiques contiennent des sels solubles. La circulation de l'eau souterraine y exerce une double action : d'une part, lixiviation et lessivage

des sels solubles, d'autre part, évacuation mécanique des grains fins de la roche. Ceci aboutit à un ameublissement de la roche, puis les cavités se forment qui provoquent un tassement de la couche supérieure avec formation en surface de dépressions d'affaissement. Comme on le voit, ce processus est différent de celui du karst typique s'observant dans les calcaires, les gypses et les autres roches solubles. C'est pourquoi le terme « karst » ne peut être employé ici que sous une certaine réserve. Ce processus porte souvent le nom de karstification par inféroflux.

IMPORTANCE PRATIQUE DE L'ÉTUDE DU KARST

L'étude du karst est d'une grande utilité pour nombre de problèmes intéressant l'économie nationale. Par exemple, si l'on ne tient pas compte du phénomène karstique lors de l'installation d'une ligne de chemin de fer, des déformations des voies ferrées peuvent se produire.

Lors de l'exploitation des gisements de minerais utiles il est important d'apprécier exactement les venues abondantes d'eaux de cavernes karstiques afin de prévenir l'inondation des mines. L'afflux de l'eau dans les puits de mines atteint parfois dans les régions karstiques 4 000-5 000 m^3/h.

Lors de la construction des ouvrages hydrauliques, les chenaux karstiques souterrains peuvent être la cause de fuites dans les bassins de barrage. Des fuites de ce genre ont été enregistrées lors de l'édification d'ouvrages hydrauliques en Espagne, en France, en Italie. Pour les prévenir il convient d'étudier minutieusement les phénomènes karstiques afin de pouvoir prévoir exactement les modifications ultérieures et les mesures à prendre pour lutter contre le karst. L'étude du karst est également indispensable pour satisfaire les besoins en eau des grandes agglomérations urbaines et des entreprises industrielles.

§ 10. Glissements

Les divers déplacements de débris des roches le long des pentes raides des versants de ravins, des vallées de cours d'eau, des berges de lacs et de mers sont en rapport avec l'activité des eaux souterraines et superficielles. La nature et l'ampleur de ces mouvements varient. On distingue :

1. Les faibles déplacements n'entraînant que la partie superficielle, la couche arable et une partie de la roche altérée sous-jacente qui, sous l'effet d'une surimbibition, commencent à se déplacer vers le bas. Ce mouvement est appelé *creeping* ou *reptation* (oplyvni).

2. Les mouvements de masses entraînant des paquets de terrains divers composant les versants sur une grande profondeur. Ces déplacements sont les *glissements* proprement dits.

3. Les déplacements brusques de masses importantes de terrains avec basculement en sens contraire de la pente et division en paquets s'appellent *éboulements*. C'est surtout dans les régions de jeunes montagnes que ces déplacements prennent la plus grande ampleur. Dans ces régions l'eau effectue un travail de préparation en réduisant l'adhérence des roches et en rendant possible leur déplacement.

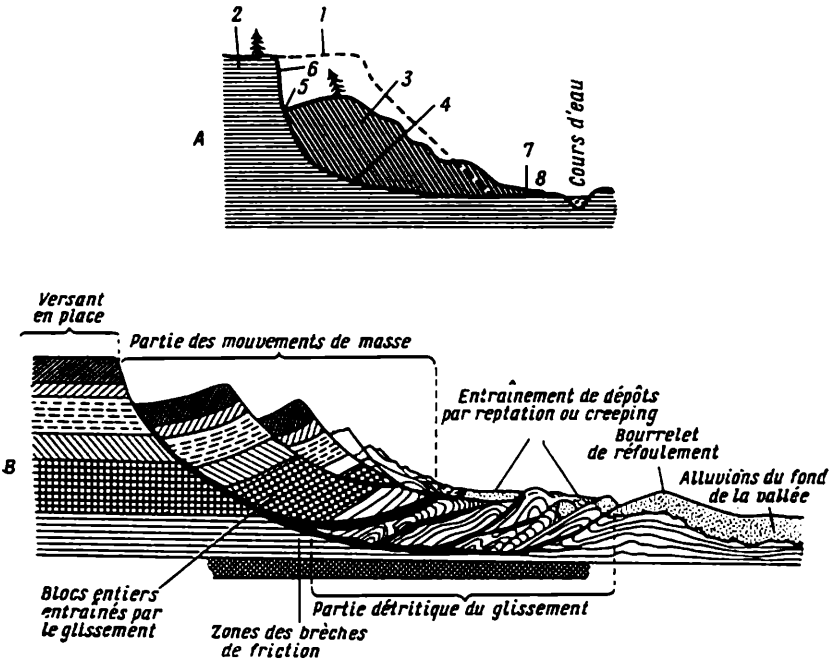


Fig. 88. *A*. Schéma d'un versant de glissement simple : *1* — forme initiale de la pente ; *2* — versant en place ; *3* — corps d'éboulement ; *4* — surface de glissement ; *5* — ligne de glissement ; *6* — niche d'arrachement ; *7* — pied d'éboulement ; *8* — source. *B*. Schéma d'un glissement complexe

Souvent, un éboulement brusque a pour cause un tremblement de terre. Ce phénomène atteint parfois des dimensions énormes. Ainsi, en 1911, dans le Pamir, un éboulement fit basculer de 7 à 8 milliards de tonnes de terrains qui barrèrent une rivière et formèrent le lac Sarezskoïé long d'environ 80 km. Le barrage ainsi formé avait 600 m de haut, était long de 2 km et large (à la base) d'environ 5 km.

Les glissements proprement dits sont les plus intéressants ; ils sont très fréquents et présentent parfois un danger pour les agglomérations, les chemins de fer, etc. Les glissements de masses importantes qui entraînent des terrains sur une grande profondeur modifient sensiblement le tracé des versants en leur communiquant un profil

caractéristique. Un cas élémentaire de versant de glissement est représenté sur la fig. 88, *A*. En pointillé est indiquée la pente abrupte avant le glissement. Après celui-ci la pente a pris un autre aspect représenté en trait plein. Dans tous les versants de glissement on peut distinguer divers éléments. La trajectoire suivant laquelle la masse des roches se détache du versant et glisse, porte le nom de *surface de glissement*. Elle présente souvent des traces de polissage et des stries dues au frottement des roches pendant leur glissement. Ces surfaces polies sont souvent appelées miroirs de glissement. La masse des terrains déplacés qui arrive au bas du versant porte le nom de *corps d'éboulement* ou *loupe de glissement*. La partie élevée abrupte du versant au-dessus du corps d'éboulement s'appelle *niche d'arrachement* ou *de départ*. En section transversale le corps d'éboulement présente ordinairement un gradin ou une terrasse, souvent basculée du côté de la partie non perturbée du versant et qui s'appelle *surface d'arrachement* ou *banquette*. Cette surface a le plus souvent des bourrelets irréguliers, mais parfois elle est plus ou moins aplanie. La ligne de contact du corps d'éboulement avec la niche de décollement se manifestant parfois par un abaissement du relief s'appelle *ligne de glissement*. Le point où la surface de glissement s'engage sur la pente du versant porte le nom de *pied d'éboulement*. Suivant la nature des roches et l'ampleur du glissement, il peut se situer à des niveaux divers. Le plus souvent il coïncide avec le pied du versant, mais parfois il se trouve plus haut et même quelquefois plus bas que celui-ci, descendant même au-dessous du niveau de la rivière ou de la mer.

Il arrive souvent que le corps d'éboulement ait l'aspect de plusieurs blocs de terrains ayant glissé sous l'effet de la pesanteur (fig. 88, *B*). Chaque bloc conserve la succession originelle des couches qui ne sont que basculées vers la partie non perturbée du versant. C'est, d'après A. Pavlov, la partie des mouvements de masses du glissement (celle engendrée par le poids des roches).

Dans la partie inférieure du glissement, les roches déplacées sont écrasées sous la pression des blocs supérieurs. C'est la partie détritique du glissement (accumulée par la poussée des blocs ayant subi un arrachement dans la partie supérieure). Parfois, la pression des masses éboulées est telle qu'il se forme dans les terrains en place des bourrelets de refoulement. Les glissements de cette ampleur présentent des brèches de friction le long des trajectoires de glissement.

De grands glissements créent des cirques immenses ou plutôt des demi-cirques qui pénètrent profondément dans la rive (fig. 89). Ils alternent avec des secteurs plus résistants du versant qui constituent des semblants de caps appelés *crêtes de glissement*.

Ordinairement, le glissement est signalé par l'apparition d'une ou de plusieurs crevasses du sol en arc de cercle en amont du versant (fig. 90). Ces fentes d'arrachement s'élargissent progressivement et

la partie détachée du versant commence à glisser. En plus de ce relief particulier un glissement se décèle à des signes tels que les arbres

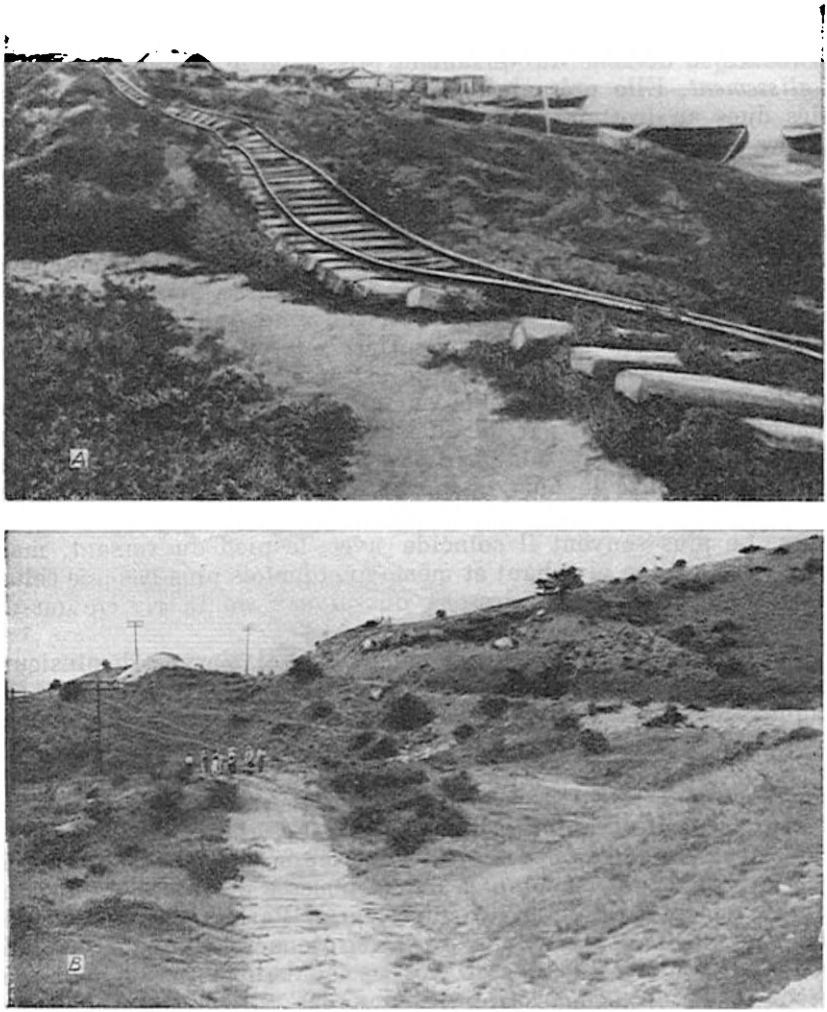


Fig. 89. *A*. Cirque de glissement sur la rive droite du cours moyen de la Volga. *B*. Glissements en Crimée près de la ville de Siméiz: route déplacée

inclinés par rapport à la surface de la masse déplacée. Un glissement fait pencher les troncs des arbres qui prennent des positions diverses, se courbent, deviennent par endroits fêlés comme au parc de Fili à

Moscou ou sur la rive méridionale de la Crimée. Ces arbres sont appelés arbres penchants (« piany liess », ce qui veut dire en russe « forêt ivre »).

Fig. 90. Fentes d'arrachement signalant un glissement

CAUSE DES GLISSEMENTS

L'étude des régions sujettes aux glissements a montré que ceux-ci peuvent être provoqués par des facteurs multiples: raideur des berges, structure géologique, conditions d'émergence des eaux souterraines, variations du niveau d'eau des rivières et des lacs. Dans chaque cas particulier les facteurs entrant en jeu peuvent être différents.

Parmi ceux-ci on note:

1. L'affouillement de la berge par la rivière ou l'abrasion par la mer. La pente d'une rive intensément affouillée s'accentue rapidement, les tensions augmentent et la rendent instable.

2. La corrosion et la corrasion de sous-écoulement provoquées par le mouvement des eaux souterraines dans la couche aquifère. En émergeant sur une pente les eaux souterraines charrient des débris fins enlevés à la couche aquifère et diverses substances chimiques en solution (fig. 91). Si l'évacuation des débris dure longtemps, la couche aquifère s'ameublit et devient moins résistante, ne pouvant plus soutenir les terrains des parties supérieures du versant qui commencent à glisser. Cette évacuation des produits de l'érosion mécanique et chimique (débris fins de roches et substances dissoutes) aboutissant à l'ameublissement de la couche aquifère s'appelle érosion de

sous-écoulement (les savants soviétiques emploient le terme de suffosion).

3. La modification de la cohésion des roches argileuses formant le versant par suite des processus d'altération et de l'action des eaux souterraines ou superficielles. Lorsque l'argile affleure sur un versant, elle est attaquée par divers facteurs extérieurs, s'altère, se dessèche progressivement et se fissure. Les actions périodiques des eaux sont

Fig. 91. Erosion de sous-écoulement attaquant une carrière de sable présentant une couche aquifère

particulièrement efficaces, car lorsque l'humectation et le dessèchement alternent, l'argile perd toute sa compacité. Dès qu'elle est saturée d'eau, l'argile ainsi érodée devient plastique ou fluente et commence à glisser le long du versant en entraînant d'autres roches.

4. La pression hydrodynamique exercée sur le versant par les eaux souterraines. Celles-ci, en s'écoulant vers la zone de décharge, peuvent créer une forte pression hydrodynamique dans la couche aquifère près de leur émergence, pression qui aboutit souvent à un refoulement de la partie de la couche aquifère contiguë au versant et qui provoque un brusque glissement de tout le versant. Les auteurs furent témoins d'un éboulement de ce genre en visitant un canal récemment construit. Les conditions d'exploitation de celui-ci exigeaient un vidange rapide qui fut exécuté en quelques jours. Les eaux souterraines étant en communication hydraulique avec les eaux du canal exercèrent alors sur ses berges une pression énorme.

Il en résulta sur près de 100 m un glissement des berges dont les débris tombèrent dans le canal. Des conditions similaires peuvent se créer lors de la baisse de niveau rapide dans les rivières en communication hydraulique avec les eaux souterraines.

Dans certaines régions, les glissements sont favorisés par les conditions structurales, et tout particulièrement par le pendage des couches (argiles par exemple), et des lignes de faille conforme au versant des rivières ou des côtes marines. Les déplacements s'effectuent surtout le long des plans de stratifications ou de failles qui prédéterminent en quelque sorte le déclenchement des glissements.

DISTRIBUTION ET VARIÉTÉS DES GLISSEMENTS EN U.R.S.S.

Une des régions de l'U.R.S.S. où les glissements sont les plus fréquents est celle de la Volga. Les glissements s'observent ici sur des territoires considérables et ils ont provoqué de nombreuses destructions dans les villes et les localités importantes. Les glissements sont particulièrement nombreux dans le cours moyen et inférieur de la Volga, à partir de la confluence de la Volga avec la Kama, vers l'aval. Des villes comme Gorki, Vassilsoursk, Senguiléi, Oulianovsk, la station Batraki, Volsk, Saratov, etc., se trouvant sur la rive droite de la Volga connaissent depuis longtemps des glissements contre lesquels on prend des mesures de protection exigeant des dépenses énormes. La ville d'Oulianovsk peut être citée comme exemple de région à glissements typiques. Depuis la fondation de la ville (1648) les documents historiques font état d'au moins 25 glissements. Le plus violent fut enregistré en 1915. Il entraîna dans les flots un pan de la berge du fleuve long de 1,5 km et large de 400 à 600 m. Un embranchement de la ligne ferroviaire Moscou-Kazan fut tordu et, par endroits, s'abaissa de 1,5 m et fut déplacé de 10 m ; l'estacade d'un pont qu'on construisait en travers de la Volga fut détruite. La voie ferrée fut endommagée nombre de fois dans la région de la station Batraki (Coteau de Batraki). Des glissements se produisirent également près des cimenteries de Senguiléi et de Volsk. Les glissements de Saratov sont fort connus ; parfois ils eurent une ampleur catastrophique et provoquèrent la destruction de nombreux édifices. Ainsi, 300 maisons furent détruites en 1884.

Les glissements dans la région de la Volga sont de types très variés et ont des causes diverses. Presque tout au long de son cours la Volga affouille intensément sa rive droite. Cette érosion latérale rend les versants instables, d'autant plus que par endroits ils sont formés de couches alternées d'argile et de sable aquifères, ce qui favorise l'érosion de sous-écoulement, contribue à l'apparition d'une pression hydrodynamique, modifie la consistance des argiles, etc.

On rencontre souvent ici des *glissements* qui entraînent les terrains sur une grande profondeur et *ne forment qu'un seul étage* ; ils s'étendent sur des dizaines et même des centaines de mètres. Le

corps d'éboulement peut avoir une structure compliquée. Parfois, il est constitué de plusieurs banquettes qui sont toutes limitées par une surface de glissement. L'épaisseur des dépôts de glissement varie de quelques mètres à 30 m et plus (près d'Oulianovsk).

Fig. 92. *A*. Glissement du type coulée de boue. *B*. Loupes de glissement et blocs éboulés d'âges divers

On observe également ici des *glissements superposés*, c'est-à-dire formés sur un même versant à des niveaux différents. L'étage inférieur correspond à l'affouillement par les eaux de la rivière et à l'émergence des eaux souterraines contenues dans les sables de la couche aquifère inférieure. Le deuxième étage peut être dû à l'érosion de sous-écoulement des eaux émergeant d'une couche aquifère supérieure. C'est ainsi que dans les terrains à structure géologique appro-

priée et possédant plusieurs niveaux aquifères on peut rencontrer des glissements étagés.

Dans la région de la Volga, en Crimée et dans d'autres régions, on observe parfois des déplacements de terrains appelés *coulée de boue*. Le mécanisme de ce phénomène est le suivant : lorsque les terrains ameublis sont saturés d'eau, ils deviennent fluents et commencent à glisser lentement en formant une coulée (fig. 92, *A*). L'âge des glissements dans la région de la Volga varie du Quaternaire inférieur à l'époque récente, ce qui concorde avec les péripéties de l'évolution de la vallée de la Volga.

Une autre grande région à glissements est la côte de la mer Noire. On connaît depuis longtemps les glissements énormes de la région d'Odessa et ceux de la côte méridionale de la Crimée (fig. 92, *B*), du Caucase, surtout dans le secteur Sotchi — Soukhoumi. Ils sont dus à des facteurs différents : abrasion marine attaquant la rive et les dépôts d'éboulis, eaux souterraines émergeant à des niveaux différents, processus intense d'altération de la roche en place et accumulation sur les versants de couches épaisses de débris, conditions structurales particulières à la région. Là aussi, de même que dans la région de la Volga, les glissements sont de type et d'âge différents. Il convient de noter le rôle important joué par le niveau de base et ses variations dans l'évolution des glissements. G. Zolotarev et d'autres chercheurs indiquent qu'en Crimée et parfois dans le Caucase, la surface de glissements anciens descend à 20 et parfois même à 60 m au-dessous du niveau de la mer. Des glissements se sont également produits dans les vallées du Dniepr (près de Kiev), de l'Oka, de la Pétchora, en aval de la Kama, sur la Moskova, etc.

LUTTE CONTRE LES GLISSEMENTS

La lutte contre les glissements est poursuivie suivant des procédés divers établis en conformité avec les causes qui les ont provoqués. Parfois, on adoucit la pente du versant en le nivelant. D'autres fois, on aménage au pied du versant des soutènements en béton reposant sur la roche en place non disloquée, et l'on remplit l'espace entre le soutènement et le versant de gros sable et de gravier bien filtrants. Ce remplissage permet de capter et de détourner les eaux souterraines arrivant du versant et éliminer ainsi la pression qu'elles créent. Pour protéger les rives intensément affouillées par les cours d'eau et la mer on construit des barrages permettant de diriger le courant, des brise-lames, etc. Là où les glissements sont surtout dus aux eaux superficielles ruisselant sur le versant ou aux eaux souterraines, on les capte et on les dévie pour qu'elles n'atteignent pas le versant. L'ensemble de ces mesures concerne les travaux de drainage qui consistent en l'aménagement des tranchées (pour drainer les eaux superficielles) et des galeries souterraines d'où l'eau est pompée puis évacuée hors des limites du secteur menacé.

CHAPITRE 8

Action géologique des glaciers

Les glaciers effectuent un grand travail aussi bien destructif que constructif. Leur activité contribue à la modification du relief, au déplacement d'un énorme volume de débris et à l'accumulation de divers dépôts.

§ 1. Notion de ligne des neiges

Les glaciers sont dus surtout à l'accumulation de neige et à sa transformation ultérieure. La neige s'observe dans diverses zones climatiques, mais elle ne peut se conserver pendant un temps suffisamment long que sous certaines conditions. Sous des moyennes latitudes la neige s'accumule en hiver, alors qu'en été, quand la température s'élève, elle disparaît complètement. Aux latitudes polaires et sur les hautes montagnes où la température est presque toujours basse, la chaleur de l'été est insuffisante pour la fusion totale de la neige accumulée en hiver; la couche de neige se conserve et s'accroît d'année en année. Pourtant, pour former un domaine de neiges persistantes l'existence d'une température basse ne suffit pas; il faut que la quantité de neige tombée soit suffisante.

Donc, *l'accumulation et la conservation permanente d'une couverture de neige épaisse ne sont possibles que lorsque la température descend au-dessous de zéro et que la neige tombe en grande quantité, c'est justement ce que l'on observe dans les pays froids aux hautes latitudes et sur les montagnes à une certaine altitude.*

On sait que la température baisse non seulement à mesure qu'on se déplace de l'équateur vers le pôle, mais aussi en s'élevant en altitude, d'ailleurs beaucoup plus rapidement. Tous les 100 m la température baisse en moyenne de 0,5 à 0,6°. C'est pourquoi la couverture de neige persiste à des altitudes différentes suivant la latitude. La position hypsométrique des neiges est la plus basse dans les régions polaires et la plus élevée sous les tropiques.

La limite inférieure des neiges, ou la ligne au-dessous de laquelle la neige fond en été alors qu'elle se conserve au-dessus, porte le nom de *ligne* ou de *limite des neiges*. C'est la zone où s'établit une sorte d'équilibre entre l'alimentation et la déperdition en neige. L'accumulation n'est possible qu'au-dessus de la ligne des neiges persis-

tantes. Cette limite descend à son niveau le plus bas, celui de l'océan, dans l'Antarctide, où l'été est inexistant et où même la température des mois les plus chauds est inférieure à zéro. Dans les régions polaires boréales elle s'approche aussi du niveau de la mer (Groenland du Nord-Est : 0 m, archipel de François-Joseph : 70-100 m). A mesure qu'on se déplace des régions polaires vers l'équateur, la ligne des neiges s'élève et atteint une altitude maximale dans les montagnes des zones tropicales. Dans le Groenland méridional elle est de 900 m, dans la Norvège méridionale et l'Alaska méridionale, de 1 500 m ; dans les Alpes, en moyenne de 2 700-2 800 m ; dans le Caucase, de 2 700-3 600 m ; dans les montagnes de l'Asie centrale, de 3 000-5 500 m ; dans l'Himalaya, le Tibet et les montagnes de l'Afrique équatoriale, de 4 800-6 000 m, et dans les Andes (en Argentine, à 29° de latitude sud), de 6 400 m.

Les variations du climat et du relief régissent le niveau de la ligne des neiges non seulement dans les montagnes de latitudes différentes, mais aussi à l'intérieur d'un même pays. Dans ce cas, c'est la structure des régions montagneuses, la disposition mutuelle des chaînes et l'exposition des versants qui se manifestent. Les vents humides arrivant sur les montagnes déposent la plus grande partie des eaux qu'ils transportent sur les premières chaînes ou les avant-monts et atteignent les parties centrales des montagnes quelque peu asséchés. C'est pourquoi la ligne des neiges descend plus bas sur les chaînes extérieures que dans la partie centrale des montagnes ; la différence de cote peut être importante, de 500 à 800 m pour les Alpes, de 1 600 à 2 000 pour l'Asie centrale. Dans le Caucase, la position de la ligne des neiges varie également suivant l'humidité de l'air. De l'Ouest à l'Est, à mesure que la sécheresse de l'air s'élève, l'altitude des neiges persistantes monte de 2 700 m (à l'ouest de Maroukh) jusqu'à 3 600 m (région de Chakh-Dag).

L'exposition des versants exerce aussi une influence sur le niveau de la ligne des neiges. Si le versant est exposé au Nord, cette ligne est plus basse, sur les versants exposés au Sud, elle est plus élevée ; la différence peut atteindre 500 m et plus. La forme actuelle de la limite des neiges est schématisée à la fig. 93. La courbe montre que ses pointes correspondent non pas à l'équateur, mais à la zone sèche des basses latitudes, ce qui s'explique par la différence d'humidité de l'air et donc de volume des précipitations atmosphériques.

La ligne des neiges ne reste pas immuable, elle varie suivant les conditions climatiques. Lorsque la couche de neige augmente, la ligne descend ; lorsque l'alimentation en neige diminue et que le climat s'adoucit, elle remonte. L'amplitude de ces variations peut osciller de quelques mètres à des centaines de mètres (700 m dans les Andes du Chili).

S. Kalesnik a proposé d'introduire aussi la notion de ligne des neiges supérieure. Il se base sur le fait que la température baisse à mesure que l'on s'élève en altitude (c'est une des conditions de

l'accumulation de la neige), alors que simultanément la teneur en vapeur d'eau diminue. A une certaine hauteur les conditions ne sont plus favorables à la formation d'une couverture de neige. Si des montagnes atteignaient cette altitude, leurs sommets ne seraient pas enneigés. La neige formerait alors une sorte de ceinture sur les montagnes, au-dessus et au-dessous de laquelle la surface serait

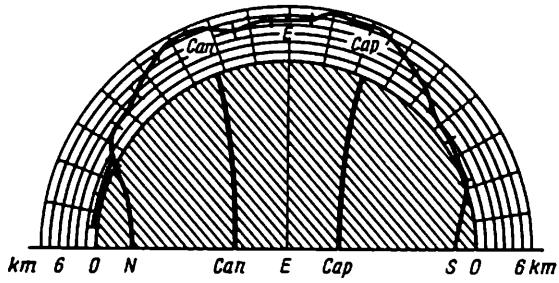


Fig. 93. Schéma représentant la distribution de la hauteur de la ligne des neiges sur le globe terrestre (d'après S. Kalesnik). *E* — équateur; *Can* — tropique du Cancer; *Cap* — tropique du Capricorne; *S* et *N* — cercles polaires austral et boréal; courbe *OO* — niveau de la mer

libre de neige. Cette ceinture, entre les limites inférieure réelle et supérieure virtuelle, a été appelée *xionosphère*.

On distingue aussi la *ligne des neiges orographique* qui passe beaucoup plus bas que la limite de la xionosphère. C'est la limite inférieure de toutes les taches de neige persistantes (flaques de neige) dans les creux et sur les ubacs. La persistance de la neige est conditionnée ici par les particularités du relief combinées à l'exposition du versant.

§ 2. Formation des glaciers

L'accumulation de couches de neige épaisses et leur transformation en glace ne dépend pas seulement des facteurs climatiques, mais aussi du relief. Dans les régions montagneuses les formes les plus favorables sont les cuvettes en amphithéâtre des parties hautes des montagnes, les sommets arrondis à pente douce et les surfaces aplanies. Ces formes topographiques constituent le plus souvent les zones d'alimentation des glaciers.

La neige tombe à la surface sous forme de cristaux divers. Suivant la température, elle constitue tantôt des grains fins à peine visibles (par grand froid), tantôt des cristaux plus grands : aiguilles, prismes, étoiles. Les plus gros cristaux sont formés lorsqu'il ne fait pas très froid.

A mesure que la neige s'accumule dans la zone d'alimentation, elle subit une transformation complexe sous l'action du Soleil, de la *sublimation* et de la pression croissante.

En été, la neige incohérente réchauffée par les rayons solaires commence à fondre à la surface ; certains cristaux prennent une forme arrondie et la nuit du fait du regel redeviennent des grains. Une partie de l'eau de fusion en s'infiltrant dans la neige friable y arrondit également les grains. A chaque nouvelle chute de neige le phénomène se reproduit. Ainsi, la neige d'abord incohérente devient peu à peu compacte, grenue ou *névé*.

Dans la transformation de la neige en névé un rôle important revient aussi à la *sublimation* : évaporation de la glace suivie d'une nouvelle cristallisation de la vapeur ainsi formée sans passer par la phase liquide.

La tension de vapeur à la surface de la glace dépend de la température, des dimensions et de la forme des cristaux (de la courbure de leur surface). La tension au-dessus des cristaux de grandeur et de forme différentes n'est pas la même ; elle augmente à mesure que les cristaux diminuent. D'où un déplacement de la vapeur des petits cristaux vers les plus gros et un accroissement de ces derniers. Pendant la sublimation il y a dégagement de chaleur qui favorise la fusion des cristaux isolés et la formation de plus gros agrégats. C'est ainsi que la sublimation contribue à la transformation d'une neige incohérente en névé, et ensuite en glace.

La pression joue aussi un grand rôle. A mesure que de nouvelles couches de névé se forment, les couches inférieures du bassin de névé subissent une pression toujours croissante et se tassent, l'air qu'elles contiennent est expulsé, les agrégats cristallins isolés fusionnent, etc. Ainsi, le névé se transforme d'abord en une glace blanchâtre et bulleuse (*glace de névé*), puis en une *glace de glacier*, pure, translucide et bleue qui constitue le corps du glacier.

Durant sa transformation en glace, la neige subit un tassement notable : 1 m^3 de glace est formé à partir de 10 à 11 m^3 de neige.

Une des particularités des glaciers est qu'ils coulent, phénomène conditionné par les propriétés de la glace. Sous certaines conditions la glace, de même que de nombreux autres corps solides, devient plastique et commence à couler. Le degré de cette fluidité visqueuse dépend de la température et de la pression. Les observations ont montré que des barres de glace reposant pendant 24 heures par leurs extrémités sur deux supports ont donné une flèche de 2 mm à une température de —12 à —3,5°, et de 9 mm à —1, 0°. Cette flèche augmente sensiblement si l'on exerce une pression supplémentaire. Ces modifications de la forme des barres n'ont pas provoqué de rupture. La plasticité est particulièrement grande quand les masses de glace d'un bassin de névé sont très épaisses. Les couches inférieures soumises à l'action de l'énorme pression des couches supérieures deviennent très plastiques et commencent à couler en utilisant la disposition du relief.

Ainsi, *le glacier est un corps naturel de grande dimension formé de cristaux de glace* (névé dans les couches supérieures), *résultant de*

l'accumulation et de la transformation des précipitations atmosphériques solides (neige) *et qui est en mouvement.*

§ 3. Distribution géographique des glaciers actuels et leurs types

Les glaciers couvrent actuellement 16 300 000 de km², c'est-à-dire plus de 10% de la superficie des continents. Ils se répartissent de la façon suivante (d'après S. Kalesnik):

	en milliers de km²
Régions polaires boréales	2 100
» tempérées de l'hémisphère Nord	100
» tropicales	0,1
» tempérées de l'hémisphère Sud	21
» polaires australes	14 100

Comme on le voit d'après ce tableau, les plus grandes étendues couvertes par les glaces se trouvent dans les régions polaires, surtout australes.

En U.R.S.S. les étendues de glace sont particulièrement grandes en Nouvelle-Zemble (15 600 km²), dans l'archipel François-Joseph (15 300 km²), dans les montagnes de l'Asie centrale (17 000 km²) et du Caucase (2 000 km²). Ailleurs, la superficie totale des glaciers n'est qu'un peu supérieure à 1 000 km².

Suivant la phase de l'évolution, la forme et le rapport entre les zones d'alimentation et d'ablation, on distingue trois types de glaciers:

1) *glaciers locaux* ou *de vallée* (glaciers de montagnes);
2) *glaciers régionaux* ou *inlandsis* (glaciers continentaux);
3) *glaciers de formes intermédiaires.*

Les glaciers de vallée, de type alpin, dominent dans les régions de jeunes montagnes résultant de mouvements dits de tectonique alpine. On peut les classer suivant la phase de leur évolution.

Examinons d'abord les glaciers de vallée de type normal, de grandes dimensions, très répandus et qui sont le mieux étudiés (Alpes, Caucase, Himalaya).

Glaciers de vallée. Ils se caractérisent surtout par une distinction bien nette entre l'aire d'alimentation (bassin de névé où s'accumule la neige qui se transforme en névé et en glace) et l'aire d'ablation.

L'aire d'alimentation est située au-dessus de la ligne des neiges où elle occupe des bassins et des cuvettes creusés dans des massifs montagneux et entourés de crêtes et de pics formant amphithéâtre. L'écoulement de la glace se réalise par flux linéaire dans les vallées dans lesquelles la masse glaciaire constitue, entre les flancs abrupts, une coulée ou langue animée d'un mouvement lent (fig. 94).

L'évolution de cette langue dépend étroitement de son aire d'alimentation. Plus le bassin de névé est abondamment alimenté, plus la langue du glacier est longue. Le rapport entre les surfaces des aires d'alimentation et d'ablation peut différer; dans les Alpes il est en moyenne de 3 : 1.

Il y a des glaciers de vallée *simples* et des glaciers *composés*. Les premiers sont des glaciers sans liens les uns avec les autres ne comportant qu'une langue et ne possédant pas d'affluents. Ils se rencontrent dans les Alpes et dans le Caucase.

Fig. 94. Glacier de montagne: *1* — aire d'alimentation; *2* — aire d'ablation

Les glaciers composés sont constitués par la réunion de plusieurs glaciers, rappelant le réseau d'une rivière avec ses affluents. On les rencontre dans les Alpes (Aletsch, Mer de glace, etc.), mais ils sont beaucoup plus fréquents dans le Caucase. Lorsque les glaciers occupent non seulement les vallées transversales (creusées en travers de la chaîne de montagnes), mais aussi les vallées longitudinales (séparant deux chaînes), leur forme est alors particulièrement complexe. Ils apparaissent lorsque la glaciation est suffisamment étendue: un glacier puissant descend alors la vallée longitudinale et est rejoint par d'autres glaciers qui suivent des vallées transversales et qui comptent aussi beaucoup d'affluents. Il se forme ainsi un réseau ramifié dit *dendritique*. Les glaciers de ce genre sont très répandus

dans l'Himalaya. En U.R.S.S. à ce type appartiennent le glacier Fedtchenko dans le Pamir qui s'étend sur 72 km (fig. 95) et les glaciers Zéravchanski et Inyltchek (70 km).

Quelquefois, les névés des glaciers situés sur des versants opposés d'une crête se soudent, et l'alimentation des glaciers descendant les deux pentes opposées s'effectue à partir d'un même bassin. Les glaciers de ce genre s'appellent *glaciers de transfluence*.

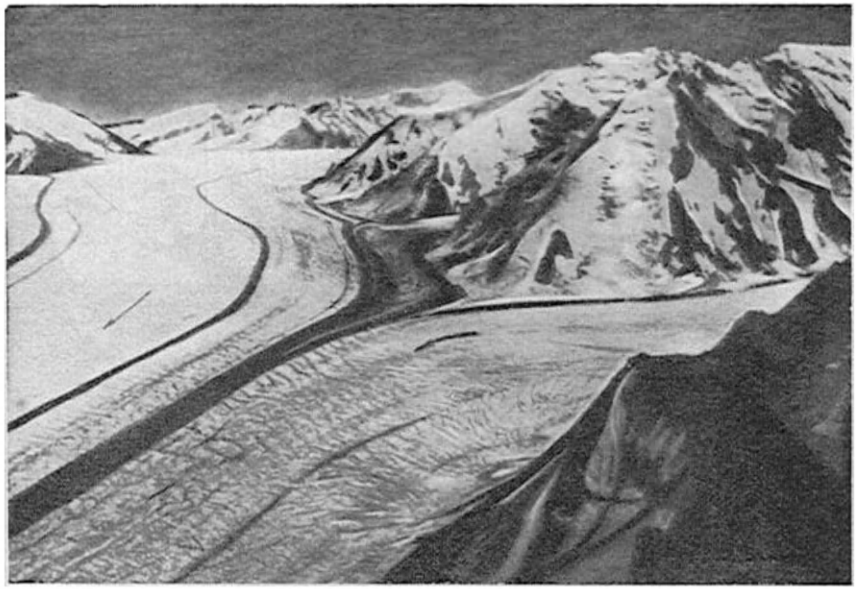


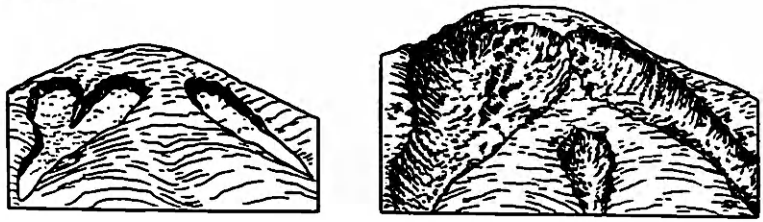
Fig. 95. Glacier Fedtchenko. Les bandes noires sur la surface du glacier représentent les moraines médianes

Outre ces glaciers de vallée normale, il existe des glaciers de cirque et des glaciers suspendus. Ce sont des glaciers réduits, isolés, on peut même dire rudimentaires ou atrophiés. Les glaciers de cirque sont logés dans des niches (cirques) creusées dans des versants abrupts de hautes montagnes (fig. 96) mais aussi assez souvent dans les flancs de vallées en auge et d'amphithéâtres. Ils sont surtout caractérisés par une faible épaisseur des glaces et, donc, par l'absence d'écoulement.

Les glaciers suspendus sont confinés dans les vallées des versants abrupts d'où ils s'échappent sous forme de langue suspendue au-dessus d'un précipice; lorsque la glace se déplace, des morceaux s'en détachent et tombent.

Inlandsis ou glaciers continentaux. C'est le type de glaciers qui recouvrent des îles et des continents entiers. Ils se distinguent des glaciers de montagne par:

1) des glaces très épaisses;
2) l'indépendance des formes du relief sous-jacent;
3) la coïncidence des aires d'alimentation et d'ablation;
4) l'écoulement radial des glaces vers la périphérie de la calotte glaciaire (à la différence de l'écoulement linéaire des glaciers de montagne);



A

Fig. 96. *A*. Représentation schématique des glaciers de cirque au début de leur évolution. *B*. Aire d'ablation d'un glacier de vallée et cirques glaciaires sur le versant de la vallée

5) une forme du glacier en dôme surbaissé rappelant un bouclier (fig. 97).

Ces glaciers continentaux sont communs aux régions polaires. Les exemples classiques nous sont fournis par les calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctide. La calotte du Groenland couvre presque la totalité de l'île (1 870 000 des 2 000 000 de km²). D'après

les données de l'exploration séismique son épaisseur dans la partie centrale atteint 2 400 m. Vers les bords elle diminue, et l'on voit apparaître des pointements (sommets de montagnes en rochers isolés) que les Esquimaux nomment *nunataks*. La calotte glaciaire du Groenland ne va pas jusqu'à la mer; en débordant par-dessus les cols, elle donne naissance à de gros glaciers de vallée qui atteignent parfois la rive et émettent des icebergs.

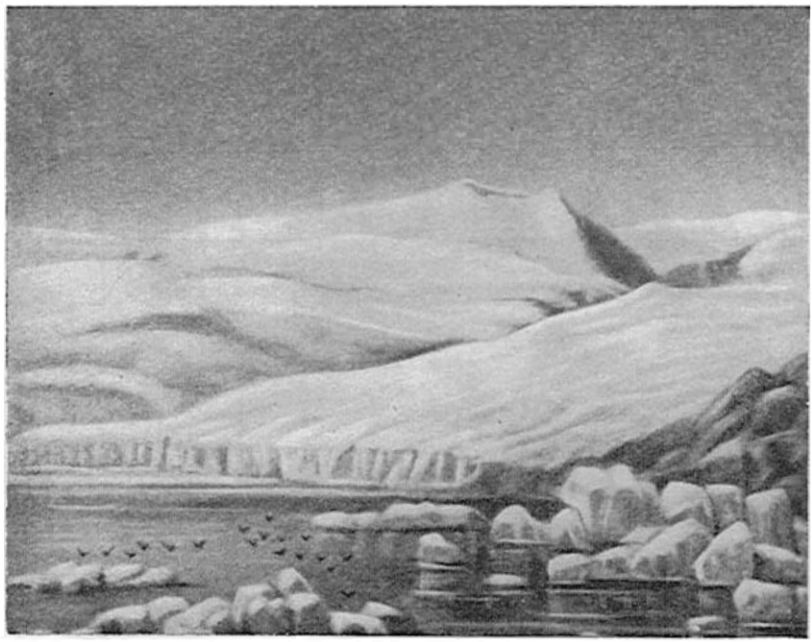


Fig. 97. Glacier continental ou inlandsis

Au Groenland la ligne des neiges se trouve à des niveaux différents. D'après S. Kalesnik, son altitude diminue à mesure qu'on se dirige vers le Nord.

La calotte glaciaire de l'Antarctide est le plus grand des glaciers régionaux (plus de 13 000 000 de km²).

Ces derniers temps, les explorations, effectuées dans le cadre de la troisième Année Géophysique Internationale, ont permis de rassembler un grand nombre d'informations sur l'Antarctide se rapportant notamment à la circulation atmosphérique, à la dynamique et à l'épaisseur de la couche glaciaire. Les savants soviétiques ont apporté dans ce domaine une contribution notable.

D'après les dernières données, les épaisseurs maximales des glaces s'élèvent ici à plus de 4 000 m. La limite des neiges se situe dans

l'Antarctide au niveau de l'océan, et ce n'est que dans des « oasis » isolées que la terre n'est pas couverte de glace. En débouchant dans l'océan, les glaciers débordent très largement en formant des barrières de glaces flottantes (shelf ice), c'est-à-dire des plates-formes de glace qui, tout en flottant, restent rattachées aux glaces continentales. Les barrières de glaces flottantes opposent à la mer un front abrupt haut de 30 à 50 m. Souvent ces plates-formes se fragmentent en blocs énormes, se détachant en icebergs qui voguent dans l'océan.

Types intermédiaires de glaciers. Ce sont les glaciers de plateau et de piémont.

Les *glaciers de plateau* sont associés aux sommets aplanis des montagnes anciennes qu'ils recouvrent d'un manteau uniforme s'étendant sur des centaines de kilomètres carrés. En se déplaçant du centre vers la périphérie et en approchant des bords du plateau, les glaciers détachent des langues glaciaires qui suivent les vallées fluviales. Ainsi, ces glaciers ont à la fois les caractéristiques des calottes glaciaires et celles des glaciers de vallée. La partie qui occupe le sommet du plateau en formant un dôme rappelle par ses traits les glaciers régionaux, tandis que ses langues émissaires descendant les divers chenaux d'écoulement peuvent être apparentées aux glaciers alpins.

Les glaciers de plateau sont communs dans le Massif scandinave (Norvège) qui a été fortement nivelé par l'érosion. C'est pourquoi on les appelle souvent icefjeld ou glaciers du type norvégien. Le glacier de Jostedal, dans la Norvège du Sud, en est un exemple: il s'étend sur 943 km² et comprend un névé principal d'environ 640 km² et de nombreux champs secondaires. Plusieurs dizaines de glaciers s'échappent de ce massif de glace en formant des langues écourtées le long des vallées.

Les calottes glaciaires recouvrant les cônes volcaniques dans l'Elbrouz (Caucase), le Kilimandjaro (Afrique équatoriale) ou le Yan-Majen (île Yan-Majen) rappellent par certains côtés le type qui vient d'être décrit. Un champ de névé occupant soit le sommet d'un volcan, soit s'étendant sur les cimes et les versants (Elbrouz et Kazbek) détache dans différentes directions des langues de glace qui suivent les dépressions des flancs de montagne (voir fig. 98).

Les *glaciers de piémont* se forment dans les régions de hautes montagnes au relief articulé recevant en abondance des précipitations atmosphériques solides. Leur régime d'alimentation et d'écoulement est identique à celui des glaciers de vallée typique. Mais une alimentation particulièrement fournie du bassin de névé fait déboucher les langues glaciaires hors des montagnes, dans la plaine de piémont, où elles s'étalent en lobes coalescents qui rappellent la forme d'un delta fluvial. Ces lobes en se confondant forment au pied des montagnes une calotte, le glacier de piémont. Ce type est courant sur le littoral de l'océan Pacifique de l'Alaska, où le relief très articulé de jeunes montagnes hautes de 5 500 à 6 000 m, joint

Fig. 98. Glacier s'étendant sur l'Elbrouz

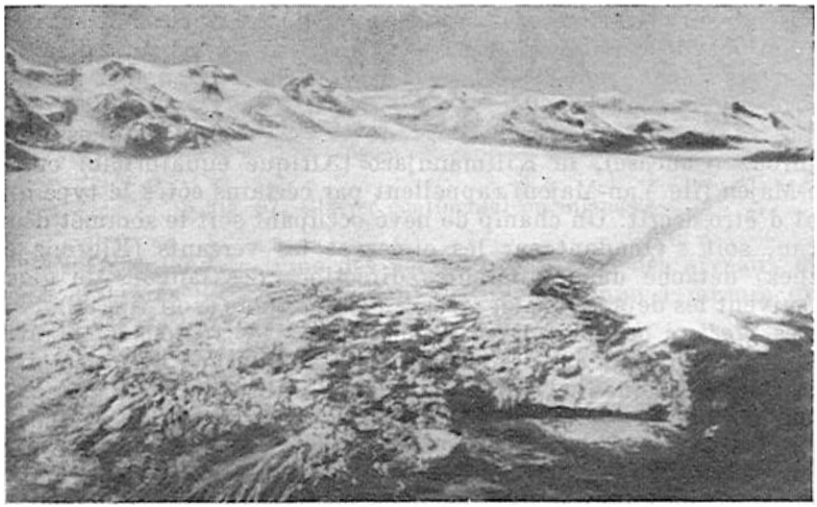


Fig. 99. Glacier de piémont (glacier Malaspina en Alaska)

aux particularités du climat (proximité de la mer, humidité élevée), crée des conditions très favorables à la glaciation. Comme exemple citons l'énorme glacier de Malaspina dans le golfe de Yakutat (fig. 99). C'est une calotte de glace couvrant une surface d'environ 3 800 km, qui est constituée par la confluence de plusieurs glaciers de vallée descendant des montagnes. Par endroits, elle atteint la mer. Pendant les grandes glaciations quaternaires ces glaciers avaient un grand développement dans les Alpes.

Entre les types de glaciers examinés ci-dessus, il y a toute une série de formes transitoires. On peut même établir une certaine hiérarchie: glaciers rudimentaires (de cirque, suspendus, etc.), de vallée, de piémont et de plateau, inlandsis ou continentaux. Un refroidissement progressif et une augmentation du volume des précipitations solides peuvent amener le remplacement des formes simples par de plus compliquées jusqu'à la formation d'un domaine continu de glaces continentales (S. Kalesnik).

§ 4. Régime des glaciers

Celui-ci comprend: 1) l'alimentation du glacier (volume des précipitations tombées dans le bassin de névé); 2) le mouvement (ou écoulement) du glacier et 3) les modifications de la masse des glaces par suite de la fusion et de l'évaporation (ablation).

Comme il a déjà été dit, les glaces du glacier sont douées d'une plasticité qui s'accroît considérablement sous l'action de la pression exercée par les couches supérieures. Aussi, la glace commence-t-elle à couler lentement à partir des centres de glaciation où elle est la plus épaisse vers la périphérie en détachant des langues qui descendent au-dessous de la limite des neiges persistantes. La vitesse du mouvement est fonction de la masse de glace et de la pente du versant le long duquel s'écoule le glacier. Le procédé le plus simple pour mesurer la vitesse d'un glacier est de disposer à sa surface plusieurs rangées de pierres différemment peintes ou d'enfoncer des fanions de diverses couleurs. Ces alignements sont prolongés sur les berges de la vallée et permettent ainsi de fixer des repères. Un tel procédé a montré que les glaciers se déplacent très lentement.

Les plus grands glaciers des Alpes se meuvent à raison de 0,1-0,4 mètre par jour. De nombreux glaciers du Caucase n'avancent que de 0,03-0,1 mètre par jour, sauf le glacier Devdorakski dont la vitesse varie de 0,03 à 0,35 mètre par jour.

Les grands glaciers du Pamir et de l'Himalaya se déplacent beaucoup plus vite (2-4 mètres par jour), mais il y en a d'autres dont la vitesse n'atteint pas 1 mètre par jour. Les glaciers du Groenland battent le record de vitesse: ils avancent de 4 à 20 et même 38 mètres par jour (Upernivik).

On a établi également que la vitesse d'un même glacier varie si le climat et les conditions d'alimentation changent. Dans la plu-

part des glaciers de vallée la vitesse varie de place en place. Elle est plus grande au milieu, là où la glace est plus épaisse et diminue vers la rive où la glace moins épaisse subit des frottements contre les bords de la vallée. Les déformations de la rangée de pierres ou de fanions disposés à la surface du glacier témoignent de ces modifications de la vitesse : à mesure que le glacier se déplace, cette rangée s'incurve en formant un arc de courbe régulier.

Variations glaciaires et limites du glacier. Une partie de la glace d'un glacier en mouvement se perd du fait de la fusion et de l'évaporation, et cette perte est d'autant plus grande que le glacier descend plus bas dans la zone de températures plus élevées. Il arrive un moment quand le glacier parvient à un niveau où le volume de glace apporté depuis le bassin de névé s'équilibre avec les pertes. Ce niveau détermine la limite inférieure du glacier ou son front. Si l'alimentation est équilibrée par l'ablation, le front est à l'état *stationnaire* et les dimensions du glacier restent plus ou moins inchangées. Lorsque le rapport entre l'alimentation et l'ablation est modifié, le glacier s'accroît ou recule. Si l'alimentation augmente, l'évaporation et la fusion restant inchangées, on constate une progression qui est une *extension* ou *avancée*. Lorsque l'alimentation et l'afflux de glace diminuent, ou lorsque la fusion devient plus intense, une situation inverse s'observe. Le front recule, se rétracte jusqu'à ce que le glacier atteigne la position qui correspond à un nouvel équilibre entre l'alimentation et l'ablation. C'est la phase de recul ou de *rétraction* du glacier.

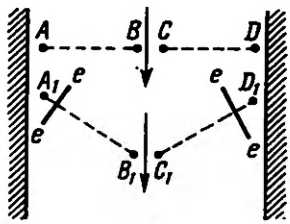
Ainsi, l'extension et la rétraction d'un glacier sont étroitement liées aux modifications du régime d'alimentation et d'ablation, c'est-à-dire aux variations du climat.

Zone superficielle des glaciers. Le mouvement des glaciers s'accompagne presque toujours de l'apparition de crevasses. En se déplaçant dans les vallées ou à travers des accidents majeurs de la surface terrestre, les glaciers se déforment en engendrant des fissures et des crevasses. Parmi les causes de la formation de ces dernières il faut mentionner les variations de la section transversale de la vallée, c'est-à-dire l'alternance d'étranglements et d'élargissements. En débouchant dans un élargissement, le glacier s'étale en éventail et prend la forme de la vallée élargie. Pendant cet étalement de la glace des tensions transversales se créent qui se résolvent par des crevasses longitudinales, surtout dans les zones superficielles où la glace est plus cassante et de moindre plasticité (basses températures et faibles pressions) (fig. 100, *A*).

Les irrégularités du lit glaciaire entraînent également l'apparition de crevasses. Si le glacier franchit un seuil ou des ruptures de pente, sa surface s'incurve et éprouve des tensions qui provoquent des déformations et extensions importantes. D'où la formation, à l'endroit de la courbure, de tout un ensemble de crevasses transversales.

Enfin, la différence de vitesse du déplacement de la glace au centre et sur les bords engendre aussi des crevasses. Le mécanisme de leur formation est représenté schématiquement sur la fig. 100, *B*.

Soit sur la surface d'un glacier deux droites transversales *AB* et *CD*, menées de la périphérie vers le milieu. Pendant le mouvement



B

Fig. 100. *A* Crevasses à la surface d'un glacier. *B*. Mécanisme de la formation des crevasses à la surface d'un glacier

du glacier, les divers secteurs de ces droites se déplacent différemment : les points *B* et *C*, se trouvant près du milieu, ont des vitesses plus grandes que les points *A* et *D*. Après un certain temps ils viennent aux positions A_1B_1 et C_1D_1. Ce mouvement discontinu engendre dans les parties marginales de fortes tensions qui se résolvent par des crevasses (*e-e*) perpendiculaires aux lignes de tension maximale (A_1B_1 et C_1D_1). Ces crevasses obliques par rapport aux bords s'appellent *crevasses marginales* ou *latérales*.

Parfois, les glaciers sont tellement crevassés que leur surface présente un aspect fragmenté qui en rend l'accès difficile. Sous les rayons solaires la glace commence à fondre; l'eau qui se forme tombe dans les crevasses en les élargissant, tandis que les surfaces qu'elles séparent prennent des formes en coins fort curieuses. La profondeur des crevasses atteint 50 m et même parfois 250 m (d'après Agassiz).

Toutes ces crevasses superficielles ou intérieures ainsi que les rigoles creusées par l'eau (« bédières ») ont un rôle très important dans le travail d'érosion des glaciers et des eaux fluvio-glaciaires.

§ 5. Erosion glaciaire

Le travail d'un glacier se manifeste par l'abrasion, le transport et le dépôt (accumulation). Les glaciers en mouvement exercent sur la surface terrestre une action destructrice qui est d'autant plus importante que l'épaisseur de la couche de glace pesant sur le lit glaciaire sous-jacent est grande. L'érosion est considérablement renforcée par les débris de roche enchassés dans les parties inférieures du glacier qui les entraîne dans son mouvement. La glace contenant des débris récure, polit, strie la surface des roches en place. Les grains de sable, le gravier et les pierres aux arêtes vives laissent à la surface des rainures, des cannelures, des égratignures. Ordinairement, celles-ci sont longues d'un à plusieurs mètres et larges de quelques centimètres; leur profondeur varie de quelques millimètres à des dizaines de centimètres. Parfois, les stries sont parallèles et de même direction; elles signalent alors le sens de l'écoulement de la glace. L'apparition de stries entrecroisées indique que le mouvement de la glace a changé de direction.

En rencontrant sur leur chemin des rochers et des légers soulèvements de terrain, les glaciers les aplanissent, les arrondissent, les polissent et les couvrent de stries. Cette action est à l'origine d'une forme oblongue particulière appelée « *roches moutonnées* ». Dans le sens longitudinal elles sont asymétriques. La face regardant l'amont du glacier a une pente douce, est souvent lisse et présente des stries, alors que la face opposée est raide et a une surface âpre. Un ensemble de formes de ce genre produit un *relief moutonné* composé de buttes asymétriques et de cuvettes (fig. 101) qui parfois s'étend sur des espaces assez vastes. Ainsi, nombre d'îles de la région côtière de Finlande constitue un moutonnement de bosses et de cuvettes envahi par la mer.

Les débris de roches entraînés par la glace et participant à l'abrasion du lit sont, eux aussi, érodés au cours du mouvement. Les gros blocs s'usent, leur surface s'arrondit, se polit et se couvre de stries et d'égratignures. Ces débris transformés par les glaciers s'appellent *blocs striés* (fig. 102).

Si le glacier rencontre sur son chemin des rochers isolés ou des gradins tournés vers l'amont et constitués de roches fissurées, il

peut arracher des fragments volumineux et les entraîner à de grandes distances. Suivant la résistance différente des roches du lit les glaciers excavent dans le fond des *bassins rocheux*, étirés parfois dans le sens du mouvement.

Dans les montagnes, l'activité de la glace et de la neige produit des formes caractéristiques représentées par les cirques et les vallées glaciaires (auges). Les petits cirques sont des niches en forme de chaudron creusées aux flancs des montagnes. Ils ont donné naissance

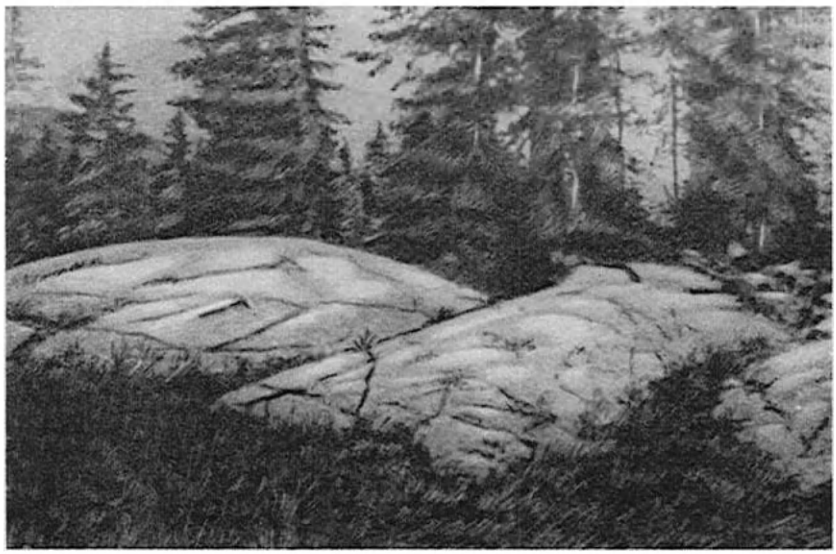


Fig. 101. Relief moutonné

aux glaciers de cirque dont on a parlé plus haut. De trois côtés ils sont entourés par de hautes parois presque verticales et ils débouchent vers la pente par un seuil rocheux. La formation d'un cirque peut être amorcée par des flaques de neige occupant de petites excavations d'érosion ou d'autres creux du versant. Pendant la journée, l'eau de fonte entourant la flaque de neige descend au fond de la niche. En regelant durant la nuit, elle déclenche une gélivation intense. Les débris d'éclatement formés sont alors emportés par les eaux, la gélivation s'attaquant à des secteurs nouveaux de la roche en place, au fond et sur les bords de la flaque. Sous l'action de la neige et de la glace jointe à celle des eaux de fonte et de la gélivation, les cirques s'élargissent, deviennent plus profonds et permettent aux glaciers qu'ils abritent de s'étendre.

Les *grands cirques glaciaires* sont de vastes dépressions en forme d'amphithéâtre ; ils représentent les bassins de réception torrentielle

très élargis et transformés par les glaciers. Entourés de parois élevées presque verticales ils ne s'ouvrent que par un côté et passent progressivement dans les vallées voisines. Les cirques sont les bassins principaux d'alimentation des glaciers de vallée. Leur évolution est conditionnée par plusieurs facteurs : action du glacier, gélivation et action des eaux de fonte. Un rôle particulier revient aux crevasses marginales (rimaye) qui séparent les névés des parois du pourtour. La largeur de ces crevasses est parfois de plusieurs mètres. C'est là que les conditions sont les plus favorables à la gélivation et à

Fig. 102. Bloc strié par le glacier. Isthme de Carélie

l'enlèvement par les glaciers des matériaux meubles. Ainsi, les parois reculent et le cirque s'agrandit de plus en plus.

Les *vallées glaciaires* ou *auges*. Les glaciers de vallées en sortant des bassins de névé descendent les chenaux de drainage fluvial préglaciaire en les transformant. En général, les vallées d'érosion creusées dans les montagnes ont une forme en V. Un glacier en mouvement les élargit et les approfondit. C'est ainsi que se forme une auge. Ce profil transversal n'est propre qu'aux vallées des régions glaciaires (fig. 103). La partie supérieure du profil transversal de la vallée, due à l'érosion, a une forme ouverte, la pente moyenne des versants est de 40 à 45°. La partie inférieure est une auge à parois raides qui se termine par un fond légèrement concave. A la jonction de l'auge avec la partie supérieure plus ouverte de la vallée la rupture de pente s'arrondit et se prolonge par un replat ou terrasse en pente douce appelée *épaulement*.

Les profils en long des vallées en auge sont aussi très caractéristiques. Leur fond très irrégulier présente de nombreuses barres rocheuses transversales, appelées *verrous*, qui alternent avec des excavations ou *bassins rocheux*. Ces formes sont dues à la résistance inégale des roches du fond de la vallée, à la modification de l'épaisseur des glaces, etc. Certains secteurs du fond des vallées en auge comportent même des contre-pentes, le plus souvent devant les seuils rocheux.

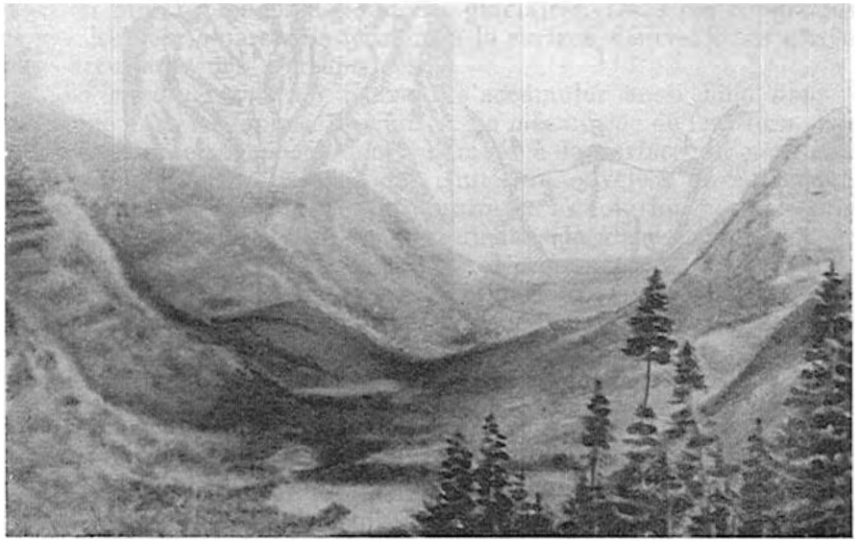


Fig. 103. Vallée en auge

Le fond et les parois de la vallée en auge portent des traces d'usure glaciaire. Les roches dures sont polies et parfois très striées. Les gradins isolés sont aplanis et moutonnés.

Dans les vallées en auge qui ont été pendant longtemps occupées par les glaciers, les débouchés des vallées tributaires sont souvent suspendus au-dessus de l'auge principale, ce qui peut être expliqué soit par le tronçonnement du cours inférieur des affluents par le glacier, soit par un surcreusement inégal de la vallée principale et des vallées secondaires où les glaciers sont généralement moins puissants. L'existence dans les vallées en auge de débouchés de vallées suspendues est une des causes de l'apparition de chutes d'eau. Les auges typiques sont nombreuses dans le Caucase, dans les Alpes et dans d'autres régions de jeunes montagnes.

§ 6. Transport et accumulation

En se déplaçant, les glaciers transportent une quantité énorme de matériaux les plus divers (depuis des particules très fines jusqu'à des blocs énormes) ; ces matériaux sont surtout fournis par l'altération sub- et sous-glaciaire ainsi que par l'érosion mécanique des roches par les glaciers en mouvement. La masse des débris transportés et déposés par le glacier s'appelle *moraine*.

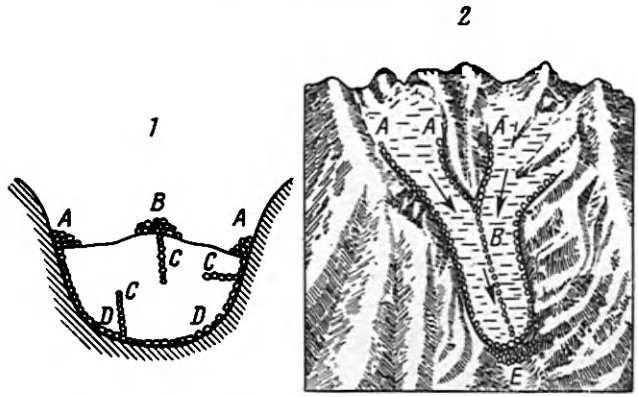


Fig. 104. Disposition des moraines dans un glacier; section transversale (*1*) et vue en plan (*2*). Moraines: *A* — latérale; *B* — médiane; *C* — interne; *D* — inférieure; *E* — terminale (frontale) ou vallum morainique

Les moraines diffèrent suivant qu'elles se trouvent dans le corps du glacier et se déplacent avec lui ou qu'elles ont été déjà déposées par suite de la fusion du glacier. Aussi distingue-t-on ordinairement des *moraines mouvantes* et des *moraines déposées*.

Moraines mouvantes. On peut y dégager plusieurs types, suivant leur position sur, dans et sous le glacier (fig. 104).

Moraines mouvantes → superficielles → latérales / médianes
Moraines mouvantes → internes
Moraines mouvantes → de fond ou inférieures

Les *moraines latérales* forment des alignements longitudinaux ou des bourrelets bordant l'extrémité de la langue glaciaire. Elles sont surtout constituées de débris de désagrégation provenant de roches des versants abrupts de la vallée dominant le glacier. Elles peuvent s'enrichir aussi de débris charriés par les cours d'eau des gorges latérales, et, partiellement, de matériaux fournis par les glissements de versants et les éboulis.

Les *moraines médianes* peuvent être produites de deux façons:

1) par la réunion des bourrelets marginaux lors de l'accolement de deux langues confluentes (fig. 104). Elles gardent alors la forme d'alignement ou de bourrelets. Certains glaciers comportent plusieurs alignements de moraines médianes, ce qui témoigne de la confluence d'un grand nombre de glaciers et de la complexité de leur structure. A titre d'exemple on peut citer les grands glaciers de l'Asie centrale, tels ceux de Fedtchenko et d'Inyltchek;

2) par la réapparition à la surface de moraines internes par suite d'une ablation superficielle. Ce phénomène est surtout fréquent lors de la fonte du glacier à partir de la surface vers les parties de plus en plus profondes des langues glaciaires. Dans ces conditions, même les débris parsemés forment à la surface dénivelée du glacier des accumulations perceptibles.

Les *moraines internes* peuvent s'accumuler aussi bien dans le névé que dans les langues glaciaires. Le mécanisme de leur formation est très simple. Tous les débris tombés à la surface du névé sont constamment ensevelis sous des chutes renouvelées de neige dont l'abondance est la condition nécessaire de l'évolution normale d'un glacier. Après quoi, en se conservant dans la glace en mouvement, les débris se retrouvent dans la zone d'écoulement.

Dans les langues glaciaires la formation des moraines internes est conditionnée par les crevasses. Une partie des débris tombés sur la surface glisse dans les crevasses où un regel ultérieur les soude au corps du glacier.

La *moraine inférieure* ou *de fond* est formée par des débris encaissés dans les parties inférieures du glacier. Les matériaux lui sont fournis par l'altération préglaciaire, la désagrégation sous-glaciaire et la corrasion du lit par le glacier en mouvement. Déjà au stade de formation du glacier la neige recouvre une surface composée de débris d'altération de la roche en place. Par la suite, ces débris sont incrustés dans la neige devenue plus compacte. Le glacier en s'écoulant du bassin de névé dans la vallée les entraîne en s'enrichissant en cours de route de matériaux arrachés par le glacier et de produits de la désagrégation sous-glaciaire.

Dans les calottes glaciaires ce sont les moraines inférieures et les moraines internes qui prédominent. Ces dernières pénètrent dans le corps du glacier par pression exercée sur la moraine inférieure lors des déformations de la glace au moment où celle-ci franchit les accidents du relief. Généralement, les calottes glaciaires ne portent pas de moraines superficielles, le continent étant entièrement recouvert de glace. Ce n'est que dans les parties marginales où s'élèvent des nunataks contournés par la glace que se forment des bandes étroites et isolées de moraines superficielles.

Moraines déposées. Les débris contenus dans le glacier ou se trouvant à la surface sont déposés même au cours du mouvement si les conditions sont favorables. Mais les dépôts glaciaires sont

particulièrement importants lorsque le glacier recule, c'est-à-dire lorsqu'il fond. Après la disparition totale du glacier, celui-ci laisse sur place à la surface même du lit des dépôts morainiques de tous les types indiqués. Certains d'entre eux conservent même leurs caractéristiques lorsqu'ils sont déposés (alignements de moraines latérales et médianes). Parmi les moraines déposées on distingue les moraines *frontales* ou *terminales* et les *moraines de fond* (argiles à blocaux).

Moraines terminales. La glace se déplaçant continuellement de la zone d'alimentation vers la périphérie transporte de grandes

Fig. 105. Relief en buttes et creux formé par des matériaux de la moraine

quantités de débris. Dans la partie terminale des langues glaciaires ou des calottes glaciaires la glace fond, et tout le matériau apporté s'accumule près du bord. Quand le front du glacier reste stationnaire durant un temps assez long, il se forme devant lui des remparts ou des vallums constitués par des débris de toutes sortes nommés *moraines frontales.* Toutes les moraines mouvantes, superficielles, internes et inférieures participent à la formation des moraines frontales (fig. 104).

Les vallums de moraines frontales en se disposant autour des bords du glacier reproduisent la forme de leur partie terminale. Dans les glaciers de vallée les moraines frontales sont arquées, leur courbure étant variable et leur hauteur allant de quelques mètres à 30-40 mètres ; dans les glaciers continentaux les moraines terminales sont la réplique de la partie marginale des calottes glaciaires. Parfois, elles prennent la forme de lobes composés ressemblant à des festons et elles sont alors très larges et très hautes. Souvent,

elles sont tronçonnées par des eaux sous-glaciaires et forment alors des bourrelets allongés et des bosses isolées.

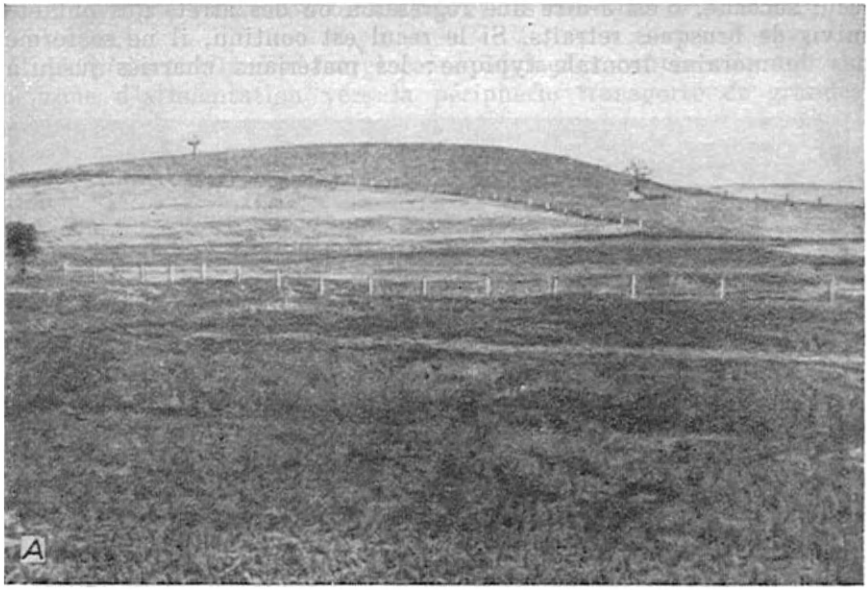
L'étude des moraines frontales contribue beaucoup à la connaissance du régime glaciaire. Des alignements très nets témoignent d'un stationnement prolongé du front glaciaire. Plusieurs vallums de moraines terminales séparés par des dépressions indiquent un recul saccadé, c'est-à-dire une régression où des arrêts qui ont été suivis de brusques retraits. Si le recul est continu, il ne se forme pas de moraine frontale typique: les matériaux charriés jusqu'à

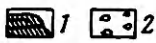
Fig. 106. Moraine dans la vallée de Maïkhour, chaîne de Ghissar

l'extrémité du glacier se déposent plus ou moins régulièrement sur la surface libre de glaces. Si le glacier reprend sa progression, il peut détruire totalement ou partiellement les moraines frontales ou bien les remanier.

Les *moraines de fond* (*argiles à blocaux*) se forment surtout à partir des moraines inférieures et internes, ainsi que des moraines superficielles venues à la surface des moraines internes lors de l'ablation du glacier; ceci explique que leurs traits morphologiques ne sont pas très nets. L'accumulation de la moraine de fond n'est possible qu'après la disparition du glacier. Quand la glace n'est plus active du fait de la modification de l'alimentation, c'est une glace morte dont la fusion s'accélère. A mesure que le glacier fond et que son épaisseur se réduit, les moraines superficielles et les moraines internes descendent de plus en plus et se superposent enfin sur la moraine inférieure gisant sur le lit glaciaire. Les dépôts morainiques pré-

sentent des formes de relief variées, mais ce sont les surfaces planes (plaine de moraines) ou bosselées (moutonnement de buttes et de cuvettes), qui dominent. La formation d'un relief en buttes et creux (fig. 105) est due sans doute à une distribution irrégulière des matériaux de la moraine à l'intérieur du glacier. La disposition





B

Fig. 107. *A*. Drumlin. *B*. Coupe d'un drumlin : *1* — roche en place ; *2* — moraine

des bosses morainiques est déterminée pour une grande part par celle des grosses crevasses dans lesquelles s'accumulent les débris.

Lors de la fonte de la glace dans les montagnes, les moraines latérales et médianes se superposent sur la moraine de fond en donnant des alignements parallèles à la vallée. Les moraines déposées sur les bords s'appellent moraines marginales, celles qui le sont au milieu sont nommées longitudinales. Quelquefois, le terme *longitudinal* est appliqué à ces deux types de moraines (fig. 106). Dans la région de glaciation continentale où les moraines marginales et médianes sont absentes, on n'observe pas de rides longitudinales ;

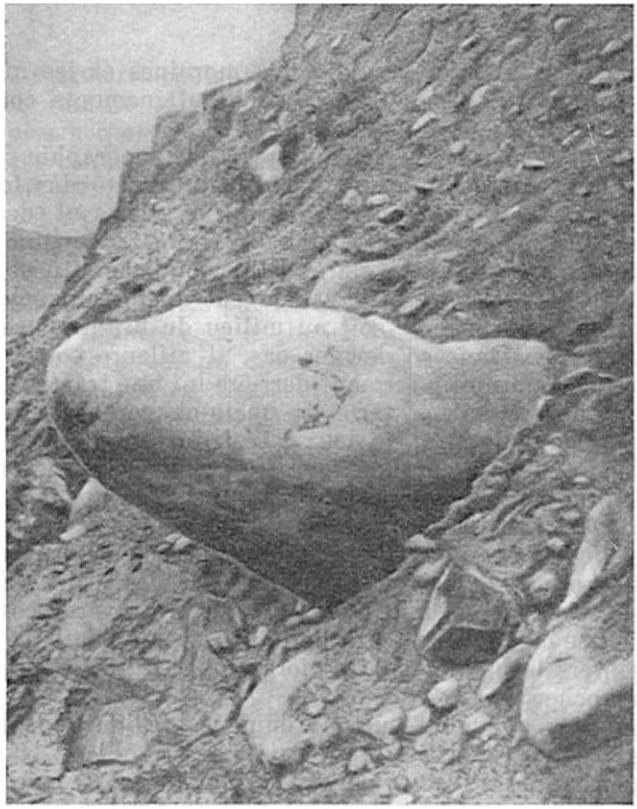


Fig. 108. Eléments d'une moraine

le relief dominant est ici la plaine de moraines et les moutonnements de buttes et de cuvettes avec des alignements compliqués de moraines frontales.

Drumlin. Outre les bosses irrégulières à la topographie chaotique qui sont dues à l'accumulation glaciaire, il existe des formes de structure plus régulière nommées *drumlins.* Ce sont des buttes relativement basses et allongées dont le grand axe coïncide avec le sens du mouvement de la glace. Elles sont constituées d'argile compacte à blocs striés recouvrant souvent un noyau rocheux poli en saillie. Celui-ci se trouve soit au milieu du drumlin, soit à une de ses extrémités. Dans ce dernier cas, il affleure souvent et est alors moutonné, le drumlin formant derrière lui une traînée (fig. 107). La longueur de ces buttes varie de quelques centaines de mètres à 1-2 km, leur largeur étant de deux à trois fois inférieure (très rarement 10 fois et plus) ; leur hauteur atteint plusieurs mètres. Leurs versants sont en pentes douces. Les drumlins se groupent en essaims et couvrent parfois d'immenses étendues. Ils sont séparés les uns des autres par des dépressions. Il s'agit certainement de formations sous-glaciaires dont la genèse s'explique par des affleurements en saillie des roches dures du lit. La glace qui traverse ces saillies asymétriques se crevasse au point de la rupture de pente, se déforme et repousse vers le bas les débris morainiques qui se déposent près du noyau rocheux.

Les drumlins abondent surtout dans les régions de glaciation continentale où la glace est très épaisse.

Particularités de structure des dépôts morainiques. Une moraine est constituée des matériaux les plus divers : argiles fines, limons, sables argileux, graviers, galets et blocs striés (fig. 108). Les dimensions des blocs varient de quelques centimètres à 2-3 m et plus. La teneur en ces différents constituants est très diverse. De nombreux facteurs interviennent : proximité du centre de glaciation, intensité de l'accumulation, nature des roches adjacentes au lit du glacier, longueur du trajet parcouru par le glacier et épaisseur de celui-ci. Les argiles ou les limons peuvent prédominer dans la moraine qui contient alors des débris de roche plus ou moins importants, des graviers, cailloux, blocs. Parfois, la moraine est formée d'un mélange de débris grossiers et de sable argileux à texture diverse.

Ainsi, les moraines glaciaires se distinguent des autres dépôts continentaux par une composition hétérogène, une accumulation de matériaux détritiques non triés et une absence de stratification.

§ 7. Eaux de fonte, torrents glaciaires et leurs dépôts

Comme on l'a déjà indiqué, la surface des glaciers est continuellement soumise à l'action de la fusion et de l'évaporation, ce qui a pour résultat la création d'eaux de fonte qui, en se concentrant dans des rigoles isolées (bédières), se transforment en de véritables

cours d'eau (rivières coulant entre des berges de glace et comportant un réseau ramifié d'affluents). Parfois, ceux-ci atteignent une grande puissance et possèdent une force vive énorme. Le cheminement de ces eaux est très compliqué. Tantôt elles coulent à la surface dans des rigoles qu'elles ont elles-mêmes creusées, tantôt disparaissant dans de larges crevasses, elles circulent dans des conduits (tunnels) ramifiés à l'intérieur du glacier, tantôt, descendant sous la glace, elles forment des cours d'eau sous-glaciaires. Ces derniers sont également alimentés par les eaux venant des versants de l'auge et par les eaux formées sous le glacier du fait de l'action de la chaleur terrestre et de grandes pressions. Les eaux sous-glaciaires creusent un réseau de rigoles qu'elles suivent jusqu'à ce qu'elles atteignent le bord du glacier et sortent sous forme de plusieurs exutoires à débits irréguliers ou constants. Par endroits, l'issue des tunnels sous-glaciaires forme dans la partie terminale du glacier des arches ou portes d'où s'écoulent des torrents puissants et concentrés. Tous ces cours d'eau, durant leur mouvement, procèdent au lavage des moraines, se chargent de divers matériaux morainiques (particules d'argile fine, sable et petits débris), les entraînent et les déposent. Tous les produits d'accumulations des eaux de fonte et des torrents glaciaires s'appellent dépôts fluvio-glaciaires (*sandres*, *ôs* et *kames*). Leur nature est différente et ils varient suivant les conditions de leur formation et les particularités de leur modelé.

Les *sandres* sont des plaines faiblement ondulées qui s'adossent aux moraines terminales et qui sont constituées de sables stratifiés, de graviers et de galets. Ce sont de larges cônes de déjection coalescents à pente très douce, formés par des cours d'eau sous-glaciaires débouchant sur un relief aplani. En s'échappant de sous le glacier ces cours d'eau s'étalent dans la plaine, perdent leur vitesse et se ramifient en un réseau de ruisseaux qui déposent les débris charriés. Les débris les plus gros (galets, graviers, sables grossiers) se déposent ordinairement près du front des moraines terminales, les sables s'étalent plus loin sur de vastes étendues, et dans les parties marginales de la plaine où la vitesse de l'eau est très faible, s'accumulent les vases et les argiles. Ainsi, les sandres sont constitués de sables pour l'essentiel. Leur surface est en pente douce, ne dépassant pas 3 à 4° et n'atteignant 8-10° que près de la moraine frontale.

Dans les régions de glaciation actuelle les sandres sont particulièrement développés notamment devant les glaciers de l'Islande où ils couvrent 500 km² et le glacier de Malaspina dans l'Alaska. On en a observé aussi au Groenland.

Les *ôs* sont des buttes soudées en chaînes formant des remblais étroits allongés dans le sens de l'écoulement du glacier (fig. 109). La longueur de ces chaînes varie de quelques centaines de mètres à des dizaines de kilomètres, leur hauteur atteint 5 à 50 m et même plus. Parfois, les buttes se disposent en chapelets: des élargissements sont suivis d'étranglements et vice versa. L'axe de la chaîne

est ondulé, des soulèvements succédant à des abaissements de terrains. Quelquefois, l'ôs est tronçonné en plusieurs buttes étirées suivant une même direction. Certains sont plus ou moins rectilignes, d'autres très sinueux, faisant songer aux méandres d'un fleuve. Ces formations se superposent sur tous les éléments du relief sans égards au modelé préexistant.

Les ôs sont constitués de sables bien lavés, stratifiés et à texture variée ainsi que de graviers et de galets. La stratification est

Fig. 109. Un ôs

confuse, souvent oblique. Dans des cas exceptionnels les ôs contiennent des blocs striés ou des argiles à blocaux.

Dans les régions d'anciennes glaciations continentales (Carélie, Finlande, Suède) ils constituent la forme la plus typique du paysage.

Les auteurs ne sont pas d'accord sur l'origine des ôs. Il existe plusieurs hypothèses dont deux essentielles: *dépôts de deltas* et *dépôts de chenaux torrentiels*. L'hypothèse deltaïque considère que la formation des ôs est due aux torrents assez puissants débouchant des tunnels sous-glaciaires. Le cours d'eau se trouvant dans le tunnel circule sous une pression hydrostatique très élevée et, ayant une grande vitesse, il procède à un lavage intense des moraines et

transporte les débris enlevés à de grandes distances. A la sortie du glacier, la vitesse et la puissance du cours d'eau diminuent brusquement et tous les débris charriés (sable, gravier et galets) se déposent en bordure du glacier en formant un delta relativement étroit. Lorsque le glacier recule, l'exutoire du torrent régresse également. Un delta se forme alors à l'emplacement correspondant à la nouvelle position de l'exutoire. Le recul continuant les deltas ainsi formés, en s'emboîtant, peuvent donner un remblai continu ou discontinu, l'ôs.

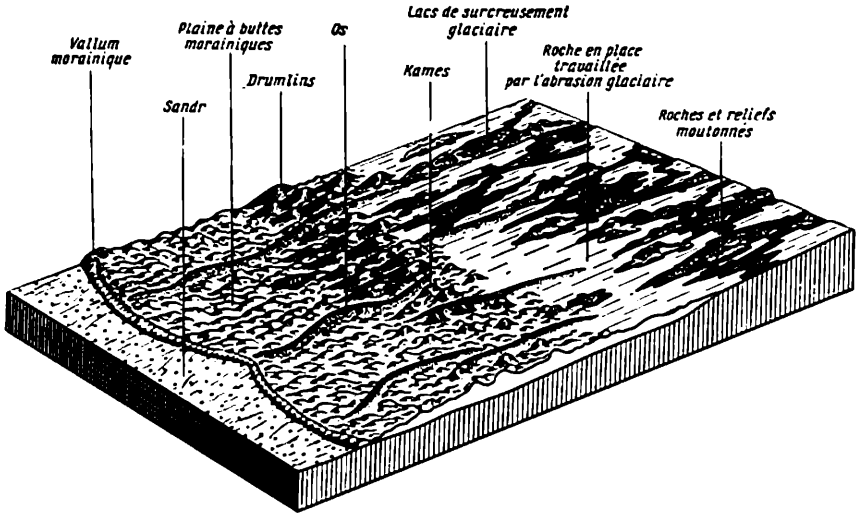


Fig. 110. Vue schématique d'un complexe fluvio-glaciaire

L'hypothèse des chenaux torrentiels permet d'expliquer la genèse des ôs superposés à divers éléments du relief.

D'après elle, les ôs sont dus aux torrents circulant dans des tunnels intraglaciaires ou à la surface même de la glace. En s'écoulant par des rigoles ou des tunnels les eaux de fonte délavent le matériau morainique et déposent les débris entraînés au fond des « lits » glaciaires de la même façon que sont déposées les alluvions des rivières ordinaires. Ces chenaux superficiels intraglaciaires ont un tracé très sinueux. Après la fusion du glacier, les dépôts des eaux de fonte se superposent sur les moraines de fond ou directement sur la roche du lit sous-glaciaire en formant des chaussées en remblais sinueux.

Les *kames* sont des collines d'une hauteur moyenne de 10 à 12 m disposées chaotiquement ; elles ressemblent par leur forme aux buttes morainiques mais leur structure interne est différente. Ils se rencontrent souvent près des moraines frontales. Les matériaux

qui les constituent sont très variés: sables stratifiés bien triés parfois avec des graviers et des galets, argiles fines rappelant par endroits des argiles feuilletées, blocs émoussés.

Une composition aussi hétérogène et surtout la présence d'argiles font plutôt penser à une formation d'eaux stagnantes. C'est pourquoi on suppose que les kames ont été formés quand le glacier est passé à l'état de glace morte. A la surface d'une telle glace qui fond rapidement il se forme de nombreuses dépressions et cuvettes qui se transforment en petits lacs dès qu'elles sont remplies d'eau. Ces lacs attirent les cours d'eau de différentes grandeurs coulant à la surface de la glace et ceux-ci y déposent des débris hétérogènes. L'existence de blocs dans ces dépôts peut être expliquée par une réapparition à la surface par suite de l'ablation. Ce matériau accumulé dans les lacs descend à mesure que le glacier fond et se dépose sur la moraine de fond sous forme d'un essaim de collines. Les diverses formes glaciaires et fluvio-glaciaires ainsi que leur disposition réciproque sont représentées sur le schéma de la fig. 110.

§ 8. Glaciations quaternaires

Il découle de ce qui précède que les régions ayant subi la glaciation ont un modelé très particulier (relief moutonné, cuvettes de surcreusement, vallées en auge, buttes morainiques et collines de kames, alignements de moraines terminales, ôs, etc.) ainsi qu'un ensemble de formes d'accumulation glaciaires et de torrents glaciaires très caractéristique (moraines et complexes fluvio-glaciaires). Ce sont là des documents géomorphologiques et géologiques remarquables qui permettent d'étudier les glaciations anciennes et leur évolution, surtout pendant la dernière période géologique, le Quaternaire.

Dès le XIXe siècle, les savants se sont intéressés aux gros blocs émoussés et striés qui abondent dans la partie nord-ouest de la Plaine russe, dans le Nord de l'Allemagne et dans d'autres pays européens et qui reposent à même le sol ou sont entourés d'une argile rouge, parfois grise. Ainsi, les blocs découverts dans la province de Poznan (Pologne occidentale) étaient d'une longueur et d'une largeur atteignant respectivement 10 et 6 m. La plupart de ces blocs avaient une composition différente de celle des roches constituant les régions dans lesquelles ils furent trouvés et c'étaient en général des blocs de granite ou de gneiss dont la roche-mère se trouvait, comme on l'avait établi, en Scandinavie. Le problème de l'origine de ces blocs dits *erratiques* (du latin *erraticus* — vagabond) trouvés dans les régions de plaine mentionnées plus haut, éloignées des centres de glaciation actuelle suscita à l'époque une vive discussion.

En laissant de côté les tentatives d'explication par la mer déluviale, l'activité volcanique, etc., retenons seulement l'hypothèse de la dérive glaciaire formulée par Charles Lyell vers les années

1830 et admise par la plupart des auteurs pendant 40 ans. Elle se fondait sur le fait que les calottes glaciaires actuelles commencent à flotter en atteignant la mer. En débouchant dans la mer elles vèlent, c'est-à-dire émettent des icebergs qui transportent à de grandes distances des blocs morainiques. Selon cette hypothèse, la Scandinavie a été recouverte de glace au Quaternaire, une mer s'étalant sur la partie septentrionale de l'Europe jusqu'à l'endroit où les icebergs ont apporté des blocs.

En poursuivant l'étude de ces régions, on accumula des faits réfutant l'hypothèse de la dérive ; parmi eux citons l'existence de blocs émoussés formés à partir des roches en place et l'absence de dépôts marins qui auraient dû obligatoirement se former si la mer était venue jusque-là.

En 1871, le savant russe P. Kropotkine avança l'idée d'une glaciation continentale ayant couvert toute l'Europe septentrionale et émit l'hypothèse de l'apport des blocs par les glaces de la calotte glaciaire en mouvement. Une année plus tard, une idée identique fut formulée par le savant suédois Otto Torell.

Actuellement, il est devenu incontestable que pendant le Quaternaire des glaces épaisses ont recouvert des espaces immenses sur le territoire de l'U.R.S.S., de l'Europe occidentale et de l'Amérique, et qu'elles y ont laissé après leur retrait des moraines et des formes de relief décrites plus haut. C'est pourquoi on donne souvent au Quaternaire le nom de « période glaciaire ».

Une question importante qui reste fort discutée est celle du nombre de glaciations. Pour y répondre on interroge ordinairement les documents géologiques fondamentaux que sont les moraines et leurs corrélations.

P. Kropotkine, fondateur de la théorie glaciaire en Russie, pensait que la Plaine russe n'avait subi qu'une seule glaciation. Pourtant, dès la fin du XIXe et au début du XXe siècles, on découvrit près de Moscou, dans la région de la Dvina du Nord et ailleurs, deux bancs morainiques séparés par des dépôts interglaciaires à faune et flore correspondantes. Les sédiments interglaciaires sont constitués tantôt de dépôts stratifiés d'eau douce (lacustres, fluviatiles, etc.), tantôt de tourbières, tantôt de sols fossilisés.

Toutes ces formations témoignent de l'existence d'interruptions assez prolongées dans l'accumulation glaciaire et donc de l'absence de glaciers au moment de leur dépôt. Par la suite, on découvrit aussi un grand nombre de bancs morainiques. Tous ces faits discréditèrent l'hypothèse d'une glaciation unique.

Mais c'est surtout ces 20 ou 30 dernières années que l'on s'est documenté en U.R.S.S. Les travaux d'édification industrielle et hydrotechnique, la construction de canaux navigables et d'irrigation ont permis de découvrir sur de grandes surfaces des dépôts glaciaires et interglaciaires ou des sédiments qui leur sont associés. Les travaux de recherche furent menés par d'importants groupes

de spécialistes appartenant aux organismes intéressés, et par des scientifiques de nombreux Instituts de l'Académie des Sciences, des établissements d'enseignement supérieur et du Ministère de la géologie et de la conservation du sous-sol.

Ces recherches fournirent de nouveaux renseignements sur les rapports existant entre les dépôts morainiques, les particularités de l'évolution de la faune et de la flore quaternaires, etc., renseignements prouvant la multiplicité des glaciations dans la Plaine russe. Des informations identiques furent obtenues dans plusieurs autres pays. Les études paléobotaniques présentent une grande importance pour la distinction des dépôts glaciaires. D'après K. Markov et M. Gritchouk « la multiplicité des expansions glaciaires et des époques interglaciaires est évidente. Elle est attestée par l'alternance de couches de dépôts glaciaires ou de formations synchrones à flore proglaciaire, avec des couches témoignant de l'existence sur le même territoire de forêts de feuillus et de forêts mixtes de conifères et feuillus ». On a constaté aussi que le Quaternaire a connu plusieurs périodes de froid suivies de périodes chaudes auxquelles correspondent les expansions glaciaires et les époques interglaciaires. Toutefois, malgré les succès enregistrés dans l'étude de la sédimentation quaternaire, les savants soviétiques ne se sont pas encore mis d'accord sur le nombre de glaciations et d'époques interglaciaires, ni sur leur dénomination. Les divergences sont évidemment plus marquées lorsqu'on confronte les classifications adoptées dans divers pays.

C'est dans les Alpes que les anciens dépôts glaciaires conservés dans les régions de montagnes ont été les mieux étudiés. Penck et Brückner y ont reconnu quatre glaciations et trois époques interglaciaires. La plus ancienne est la glaciation de Günz qui date de la fin du Néogène, puis viennent les glaciations de Mindel, de Riss et de Würm. Les époques interglaciaires correspondantes sont désignées par les dénominations des glaciations entre lesquelles elles se situent: Günz-Mindel, Mindel-Riss, Riss-Würm. G. Mirtchink, spécialiste soviétique des dépôts quaternaires, considérait que cette classification pouvait être valable jusqu'à un certain point pour les dépôts quaternaires de la partie européenne de l'U.R.S.S., et elle fut adoptée par les auteurs des ouvrages géologiques. Mais il pensait que le Caucase avait été la seule région à subir les quatre glaciations, la Plaine russe n'en ayant connu que trois: celles de Mindel, de Riss et de Würm.

L'accumulation de nouveaux faits montra que la corrélation des vastes glaciations continentales de la Plaine russe avec les glaciations des Alpes, régions trop éloignées, n'était pas suffisamment justifiée. Il s'avéra même difficile d'appliquer les schémas alpins à la Pologne et à l'Allemagne, pourtant assez proches. C'est pourquoi on essaya d'établir des classifications locales. Pour la partie européenne de l'U.R.S.S, O. Guérassimov et K. Markov

dégagèrent trois glaciations: l'Okskien (le Likhvinien), le Dniéprovien (d'extension maximale) et le Valdaïen, séparés par des époques interglaciaires. Le Dniéprovien se subdivise en deux phases: le Dniéprovien proprement dit et le Moscovien.

Cependant, les schémas dressés en U.R.S.S., en Pologne, en Allemagne, en Angleterre, en Hollande et dans d'autres pays ne permettent pas souvent d'établir des corrélations.

En 1932, le deuxième Congrès de l'Association internationale pour l'étude du Quaternaire en Europe proposa une classification unifiée, adoptée officiellement en U.R.S.S. pour des cartes géologiques. Elle divise le Quaternaire en quatre périodes (formations):

I — Eopléistocène (Pléistocène inférieur);
II — Mézopléistocène (Pléistocène moyen),
III — Néopléistocène (Pléistocène supérieur),
IV — Holocène (moderne).

Les trois premières formations sont le plus souvent groupées sous les dénominations inférieure, moyenne et supérieure. On a convenu de grouper sous le terme d'Eopléistocène le Günzien et le Mindélien des Alpes avec leurs époques interglaciaires, ainsi que l'Okskien de la Plaine russe. Le Mézopléistocène groupe le Rissien des Alpes et le Dniéprovien (d'extension maximale) de la Plaine russe ainsi que les époques interglaciaires Mindélien-Rissien et Okskien-Dniéprovien. Le Néopléistocène comprend les dernières époques interglaciaires et expansions glaciaires. Ainsi, dans cette chronologie de l'Association internationale pour l'étude du Quaternaire en Europe il est tenu compte des trois glaciations de la Plaine russe et de ses époques interglaciaires.

Ces dernières années, plusieurs auteurs qui se sont consacrés à l'étude des dépôts quaternaires ont distingué dans la Plaine russe cinq (K. Markov), six (A. Moskvitine) et même sept (S. Iakovlev) glaciations.

Nous donnons à titre d'exemple au tableau 8 deux classifications des glaciations de la Plaine russe publiées en 1960.

Comme on le voit, elles sont en partie identiques notamment quant au Pléistocène moyen. Dans les autres subdivisions il y a des différences importantes, surtout pour le Pléistocène inférieur où les deux spécialistes éminents des dépôts quaternaires déterminent diversement l'âge des glaciations. L'un considère le Bérézinien comme plus ancien, et l'autre, l'Okskien. Cette divergence est due sans doute à la mauvaise conservation des anciens dépôts morainiques et à l'absence de coupes à successions complètes présentant des bancs morainiques alternant avec des formations interglaciaires. La corrélation d'affleurements isolés, souvent très éloignés l'un de l'autre, conduit à une interprétation erronée. La deuxième divergence concerne le Pléistocène supérieur. A. Moskvitine y distingue deux glaciations et K. Markov une seule qui, peut-être, a comporté deux phases, c'est-à-dire qui a subi une déglaciation partielle

(avec conservation du glacier au centre de la glaciation et dans les régions avoisinantes), ou simplement un recul très bref du front du glacier.

Une autre question concernant la géologie quaternaire qui n'a pas encore trouvé de solution définitive est celle de la limite inférieure du Quaternaire et de sa dénomination.

Tableau 8

	D'après K. Markov		D'après A. Moskvitine	
	expansion glaciaire	époque interglaciaire	expansion glaciaire	époque interglaciaire
Pléistocène supérieur (Néopléistocène) Q_{III}	Valdaïen	Mikoulinien	Ostachkien Kalinien	Mologo-cheksninien Moulinien
Pléistocène moyen (Mézopléistocène) Q_{II}	Moscovien Dniéprovien (expansion maximale)	Odintsovien Likhvinien	Moscovien Dniéprovien (expansion maximale)	Odintsovien Likhvinien
Pléistocène inférieur (Eopléistocène) Q_I	Okskien Bérézinien inférieur	Bérézinien moyen	Bérézinien Okskien	Borissovien

En 1954, la Conférence de coordination de la Commission d'étude des dépôts quaternaires de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S. décida de faire débuter le Quaternaire plus bas en y incluant le Pliocène, qu'on rattache actuellement au Néogène. Cette mesure était imposée par les conditions spéciales de l'évolution du monde organique et, particulièrement, de la faune des Mammifères. L'étude de la faune quaternaire ne permet de comprendre l'évolution que des variantes de l'espèce ainsi que de certaines espèces. Quant à l'histoire des genres et des familles, elle ne débute qu'au Pliocène. La faune pliocène ancienne est progressivement remplacée par une faune ayant subi l'empreinte de la glaciation et qui, à son tour, fait place à la faune contemporaine. D'après les travaux de V. Gromov,

K. Nikiforova et d'autres (1960), le Pliocène est également marqué par l'apparition des premiers ancêtres de l'Homme. Les données paléoclimatiques: modification du climat, refroidissement, glaciations, ne sont prises en considération qu'en qualité de facteurs subsidiaires. Pourtant, on n'a pas réussi à mettre tous les auteurs d'accord et de faire débuter le Quaternaire plus bas. Plusieurs chercheurs (G. Goretski, notamment) considèrent que la limite inférieure du Quaternaire adoptée en 1932 correspond bien à une délimitation naturelle et majeure dans l'évolution de l'environnement physico-géographique.

La Conférence de coordination de 1954 décida de donner au Quaternaire l'appellation d'Anthropogène (mesure proposée déjà par l'académicien A. Pavlov) pour marquer le grand événement de cette période: l'apparition de l'Homme.

L'étude des dépôts quaternaires présente un grand intérêt pratique. Ce sont les terrains de cette période qui constituent le soubassement de nombreux édifices, établissements industriels, usines hydrauliques et canaux. Ils renferment des gisements de minéraux utiles et sont souvent eux-mêmes utilisés comme matériaux de construction. C'est pourquoi l'étude de leur distribution est une des tâches les plus actuelles.

§ 9. Limites de l'extension des glaciations quaternaires

D'après le savant américain R. Flint, durant la période glaciaire la glace recouvrait près de 30% de la surface des continents (45 240 000 de km^2), c'est-à-dire trois fois plus que l'étendue des glaciers actuels. La formation et l'extension des glaciers ne se sont pas produites d'un seul coup, mais ont été longuement préparées pendant le Néogène par l'accroissement de la surface des continents par suite de la régression marine et par une transformation du relief (érection en maints endroits de montagnes et modification du tracé du littoral de l'Amérique, de l'Asie et de l'Europe aboutissant au renforcement de l'isolement du bassin polaire boréal des océans Atlantique et Pacifique). Autant de faits qui ont contribué au refroidissement et par suite à la redistribution de la faune et de la flore. La flore des pays chauds fut remplacée par celle des pays froids. L'homme utilisant des instruments de travail est alors apparu. Aux latitudes polaires et dans les hautes montagnes, les modifications du climat aboutirent à la formation d'accumulations de neige qui se transformèrent ensuite en glace.

En Europe le centre de glaciation principal était la Scandinavie; d'autres centres moins importants se trouvaient en Nouvelle-Zemble et dans l'Oural du Nord. La limite méridionale de l'expansion des glaciers est représentée sur le schéma de A. Moskvitine (fig. 111). Le tracé des limites des glaciations les plus anciennes est le moins net, car les dépôts correspondants se sont mal conservés ayant été

dérangés par les glaciations postérieures et les autres processus de la géodynamique externe. Dans la Plaine russe c'est la glaciation du Dniéprovien qui a pris une extension maximale. A cette époque,

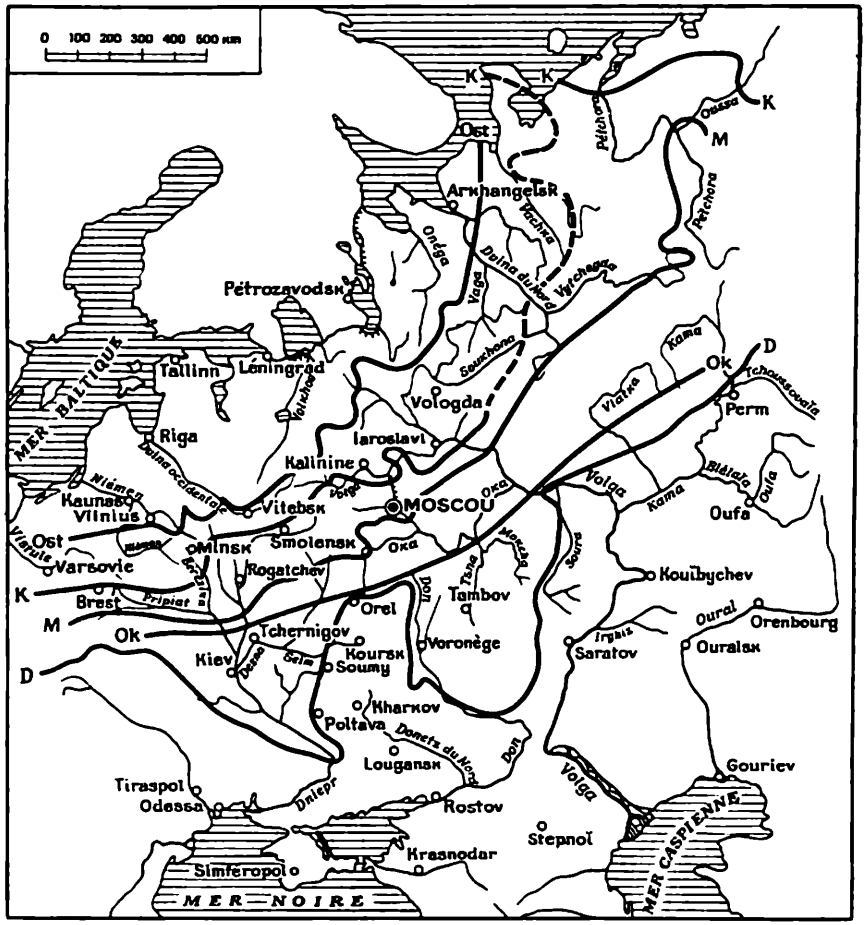


Fig. 111. Extension des glaciations (d'après A. Moskvitine): *Ok — Ok* — limite éventuelle de l'Okskien; *D — D* — limite de l'extension du Dniéprovien; *M — M* — limite de l'extension du Moskovien; *K — K* — limite de l'extension du Kalinien; *Ost* — limite de l'extension de l'Ostachkien

les glaces, s'étendant depuis les centres de glaciation, recouvrirent l'Europe septentrionale presque jusqu'au 50° de latitude Nord. En Angleterre, elles atteignirent la région de Londres, en Allemagne, les versants nord du Harz, des monts Métallifères et des monts des Géants, en Pologne, elles couvrirent presque tout le pays.

Dans la partie européenne de l'U.R.S.S., le glacier forma deux langues qui suivirent les vallées du Dniepr et du Don, puis il se dirigea au Nord en contournant les hauteurs de la rive droite de la Volga et traversa la Volga près de Vassilsoursk. Au Nord-Est, les glaces scandinaves, ouraliennes et de Nouvelle-Zemble formaient un glacier unique.

Ce tracé des limites méridionales du glacier s'explique par le relief préglaciaire. Parvenu aux bombements de la Russie centrale et aux hauteurs dominant la Volga, le glacier ne réussit pas à les franchir mais il s'écoula facilement par deux langues énormes, suivant les vallées préglaciaires de grands fleuves comme le Don, le Dniepr, etc.

Cette période fut également marquée par l'extension des glaciers de montagnes. Ainsi, dans les Alpes, les glaciers de vallée envahirent les plaines et formèrent des glaciers de piémont comme dans le cas du glacier Malaspina. Dans le Caucase les glaciers de vallée s'étendirent, eux aussi, mais ils ne dépassèrent pas les limites des montagnes.

Comme on le voit sur la fig. 111, l'extension de toutes les glaciations postérieures fut beaucoup moins importante.

D'après K. Markov, les formes d'accumulation glaciaire les plus récentes se trouvent surtout dans le domaine de la glaciation Valdaïenne qui correspond à peu près au Kalinien d'A. Moskvitine. Cette glaciation s'étendait sur la Suède, la Norvège, la Finlande, la partie septentrionale de l'Allemagne et le Nord-Ouest de la Plaine russe. Sa frontière méridionale sur le territoire de l'U.R.S.S. passait à peu près par Minsk, Vitebsk, Sélijarov, Vologda, Niandoma.

Dans l'Europe septentrionale et en U.R.S.S. les multiples glaciations ont entraîné la création d'un complexe de formes typiquement glaciaires. Ce modelé glaciaire est particulièrement bien réalisé dans la région du Bouclier Baltique, en Suède, en Finlande, dans la presqu'île de Kola et en Carélie, ainsi que dans la région se trouvant au Sud et au Sud-Est du Bouclier Baltique (jusqu'à la frontière méridionale de la dernière glaciation).

Le Bouclier Baltique constitue une région d'érosion glaciaire typique. La proximité du centre de glaciation où l'épaisseur des glaces atteignait au moins 2 000 m provoqua dans la région une corrasion particulièrement intense ainsi qu'une évacuation de débris meubles qui y furent arrachés. C'est pourquoi les formes dominantes sont ici les roches moutonnées, dénudées et polies, et de nombreuses cuvettes de surcreusement étirées dans le sens de l'écoulement des glaciers et occupées actuellement par des lacs et des marais. Ce n'est pas par hasard que les Finlandais appellent leur pays « Suomi », Pays des lacs. La moraine de fond est ici peu épaisse et constituée par de débris grossiers. Les formes accumulatives les plus nettes sont ici les vallums de moraines frontales et les alignements d'ôs disposés perpendiculairement. Les moraines frontales

bordent le Sud et le Sud-Est de la Finlande et une partie de la Carélie. Les ôs se disposant à peu près dans le sens de l'écoulement du glacier sont perpendiculaires aux vallums des moraines frontales.

La partie Nord-Ouest de la Plaine russe, contiguë aux régions Sud et Sud-Est du Bouclier Baltique, est essentiellement un domaine d'accumulation glaciaire. Les moraines sont généralement constituées ici par des argiles et des limons à gravier, galets et blocs. Elles atteignent avec les dépôts interglaciaires une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres. Les formes du relief sont représentées ici par des accumulations glaciaires et fluvio-glaciaires : moutonnement confus de buttes et de cuvettes, plaines de moraines délavées (Biélorussie du Nord), drumlins et kames (environs de Léningrad, Louga), vallums de moraines frontales.

Dans ce domaine on rencontre des dépôts de lacs glaciaires qui sont représentés par endroits par des argiles feuilletées et de limons sableux. Ils ont été déposés dans les lacs proglaciaires barrés par le front du glacier et occupant les dépressions du terrain.

La région située plus au Sud, entre les frontières de la dernière glaciation et la glaciation d'extension maximale du Dniéprovien, présente aussi des formes d'accumulation, mais il s'agit plutôt d'une plaine disséquée par des vallées de rivières au profil bien développé. Ce n'est que par endroits qu'elle conserve des éléments typiques d'un relief dû à l'accumulation glaciaire. Ainsi, dans le domaine d'extension de la langue glaciaire du Dniéprovien on distingue nettement des moraines frontales se présentant sous la forme de buttes et de vallums. Le relief en moutonnement confus de buttes et de cuvettes s'est conservé dans certains secteurs entre Moscou et Briansk et, par endroits, en Biélorussie. Cette région se caractérise aussi par de vastes plaines de lavage (sandres).

Les moraines des calottes quaternaires possèdent des traits particuliers ; elles reflètent souvent la composition des roches en place. La couleur bleu-gris de la moraine argileuse près de Léningrad est due aux argiles cambriennes locales charriées par le glacier. Les moraines rouge-brun rencontrées au Sud-Est et au Sud de Léningrad ont été colorées par les dépôts rouges du Dévonien.

Parfois, on trouve dans les moraines de gros *blocs exotiques* arrachés par le glacier aux roches en place et transportés à de grandes distances. Un exemple de formation de ce genre est fourni par les blocs du vallum Vychnévolotsko-Novotorjski qui est une chaîne de buttes longue de 100 km et large de 4 à 15 km, qui s'allonge entre les villes Vychni-Volotchek et Torjok (région de Kalinine). Ici, sous une couche mince de dépôts morainiques gisent des calcaires et des argiles du Carbonifère inférieur, d'une épaisseur de 30 m, qui recouvrent une moraine typique contenant des blocs de roches cristallines. Les calcaires carbonifères ont été sans doute arrachés à la terrasse préglaciaire dans la région du plateau du Valdaï et transportés à une distance de 150 km.

Des blocs exotiques de roches allogènes ont été découverts aussi dans la région de la Dvina du Nord, en Biélorussie, ainsi que dans d'autres régions.

Le complexe fluvio-glaciaire est caractérisé non seulement par des formes d'accumulation dues aux dépôts glaciaires mais aussi par des *moraines de poussée* qui résultent de l'action dynamique du glacier sur les terrains de soubassement se trouvant devant son front. Les roches dérangées se sont soulevées par extrusion, elles forment souvent des plis, parfois chevauchants. Les accidents de ce genre sont nommés *dislocations glaciaires* afin de les différencier des dislocations tectoniques.

En Amérique du Nord, les anciennes glaciations régionales couvraient près de 11 000 000 de km^2. Les centres de glaciation étaient localisés dans les Cordillères, à l'Ouest de la baie d'Hudson et dans le Labrador.

L'étude des glaciations actuelles ainsi que les traces très nettes laissées par les dernières glaciations quaternaires (moraines et formations inter-stadiaires) permettent de comprendre l'évolution du phénomène pendant les périodes plus anciennes, antérieures au Quaternaire. On a établi que les périodes glaciaires ne sont pas seulement le fait de l'histoire récente de la Terre. Des moraines anciennes s'insérant entre le Précambrien et le Primaire abondent dans maintes régions (Afrique du Sud, Amérique du Nord, Groenland, Scandinavie, Australie, Sibérie, etc.) ; elles se rencontrent de même dans les dépôts du Carbonifère supérieur et du Permien (Afrique, Inde, Australie, etc.) ainsi que dans ceux du Dévonien. Elles sont formées par des matériaux fins non triés avec des blocs de nature et de dimensions diverses dont la surface porte des stries glaciaires. Ces moraines anciennes consolidées portent le nom de *tillites*.

L'expansion des tillites indique qu'avant le Quaternaire les glaciers ont recouvert également des territoires très vastes. C'est pourquoi la glaciation Carboniféro-Permienne est dite « grande ». Il faut noter qu'à cette époque la calotte glaciaire s'étendait sur la zone subéquatoriale actuelle.

§ 10. Causes des glaciations

Il est naturel que le problème fort complexe des causes des glaciations intéresse de nombreux chercheurs. Pour le moment, il ne s'agit que d'hypothèses s'efforçant d'expliquer les phénomènes observés, hypothèses multiples qui se contredisent souvent. Examinons-en brièvement quelques-unes.

Dubois (1893) a tenté d'expliquer les glaciations du Quaternaire et leur périodicité par l'évolution du Soleil. Il supposait qu'avant l'Eocène le climat sur le globe terrestre était partout identique, le Soleil étant alors une étoile blanche. Entre l'Eocène et le Pliocène, celui-ci se transforma en une étoile jaune, puis en une étoile variable

(alternativement jaune et rouge). La phase de l'étoile jaune correspondrait aux époques interglaciaires, celle de l'étoile rouge coïnciderait avec les expansions glaciaires.

Voici les deux objections principales à cette explication cosmique: l'évolution des étoiles d'après les théories actuelles est beaucoup plus lente et complexe et l'étude des transformations de la Terre montre qu'avant l'Eocène le climat s'est modifié plusieurs fois.

Nölke (1937) tenta d'expliquer les refroidissements périodiques et les glaciations en résultant par le passage du Soleil à travers une nébuleuse, phénomène provoquant, soi-disant, l'absorption d'une partie des rayons solaires et l'affaiblissement de la radiation. Les variations de densité au sein de la nébuleuse entraînèrent d'après lui la succession des expansions glaciaires et des époques interglaciaires.

Simpson (1934) fit correspondre les glaciations aux variations du rayonnement solaire ayant pu se produire à des époques très espacées suivant l'état interne du Soleil.

Köppen et Milankévič avancèrent une hypothèse selon laquelle les modifications du climat dépendaient des variations périodiques des éléments de l'orbite terrestre: inclinaison de l'écliptique (angle entre le plan de l'équateur et le plan de l'orbite terrestre, dont la période de variation est de 40 000 ans), excentricité de l'orbite terrestre (distance entre le centre de l'ellipse et le foyer où se trouve le Soleil, dont la période de variations est d'environ 90 000 ans), périgée (la plus faible distance du Soleil). La coïncidence d'une faible obliquité avec une grande excentricité, jointe à la position de tel ou tel hémisphère à l'aphélie (la plus grande distance du Soleil), devait provoquer, suivant ces auteurs, un refroidissement favorisant l'expansion glaciaire. Des différences dans la combinaison de ces variations expliqueraient la périodicité des glaciations.

Le savant suédois Svante Arrhenius montra que l'une des causes des refroidissements, donc des glaciations, pouvait être une modification dans la composition de l'atmosphère, en particulier, de la teneur en CO_2. En partant du fait que l'anhydride carbonique de l'air laisse passer jusqu'à la surface terrestre les rayons lumineux du Soleil mais retient les rayons caloriques infrarouges qui se reflètent sur cette surface, il considérait que l'augmentation du CO_2 entraînait toujours l'élévation de la température et vice versa. De nos jours, la teneur de l'atmosphère en anhydride carbonique est d'environ 0,03%. Si elle diminuait de moitié par exemple, la température moyenne de la Terre s'abaisserait de 4 ou 5°, rendant ainsi possible une glaciation.

Les volcans constituent une des sources fournissant du gaz carbonique à l'atmosphère. D'après Arrhenius, les périodes d'activité volcanique intense et donc de teneur maximale en CO_2 doivent correspondre à un climat doux subtropical avec une végétation

luxuriante. Cette abondante végétation contribue peu à peu à la réduction de la teneur en CO_2, par là même à l'abaissement de la température. La persistance d'une activité volcanique réduite et d'une réduction progressive de la teneur de l'atmosphère en CO_2 peut amorcer une glaciation. Ainsi, une activité volcanique intense peut expliquer le climat tropical de la période Tertiaire pendant laquelle dans plusieurs régions de telles conditions ont entraîné l'accumulation de houille; elle explique également le refroidissement postérieur qui aboutit à la glaciation.

A première vue cette hypothèse paraît assez bien-fondée. Toutefois, elle n'est pas confirmée par les données paléogéographiques sur le volcanisme aux diverses périodes de l'évolution terrestre et ses rapports avec les glaciations anciennes. D'autre part, le rôle même des volcans dans la modification du climat n'est pas interprété identiquement par les différents auteurs. Ainsi, William Humphreys (1929) considère que le renforcement de l'activité volcanique peut amener non pas une élévation mais un abaissement de la température et contribuer ainsi au refroidissement de la Terre. Il attache en effet une grande importance à la poussière volcanique dégagée en grande quantité lors des éruptions et qui constitue un écran. D'après Humphreys, l'activité volcanique a entraîné ces 160 dernières années une baisse de 0,5° de la température annuelle moyenne du globe.

Une des plus intéressantes hypothèses est celle qui explique les modifications du climat par des crises orogéniques et les changements brutaux dans le relief qui en résultent.

Comme on le sait, les crises orogéniques ébranlèrent le globe terrestre à maintes reprises. Les dernières en date à la fin du Néogène (orogenèse alpine) érigèrent les grands systèmes des Alpes, des Karpates, du Caucase, du Pamir, de l'Himalaya, de la Cordillère des Andes, etc., qui modifièrent brutalement le rapport entre les terres et les mers. Ces événements transformèrent la face de la Terre; ils provoquèrent une redistribution des vents humides et, peut-être, des courants océaniques en créant ainsi des conditions favorables à la modification du climat. Sur les hautes montagnes au-dessus de la limite des neiges éternelles les conditions furent très favorables à l'accumulation de glaces. Les centres de glaciation formés dans les montagnes devinrent des foyers de froid d'où le refroidissement se propagea aux autres régions.

De ce point de vue, l'hypothèse de Brooks sur les crises climatiques est fort intéressante. D'après lui, il suffirait d'une perturbation insignifiante de l'équilibre des conditions climatiques pour déclencher des transformations sur une grande échelle. Les montagnes nouvellement formées avec leurs glaciers pourraient donc amener de semblables impulsions.

Le lien entre les glaciations, les mouvements tectoniques et la transformation du relief peut être également établi pour des périodes

très anciennes. Ainsi, la glaciation du Dévonien est apparue et s'est développée après l'orogenèse Calédonienne, la glaciation Carboniféro-Permienne après les mouvements hercyniens. Cette coïncidence n'est certes pas fortuite mais constitue une relation de cause à effet.

Ainsi, le refroidissement général qui se produisit au Quaternaire et l'apparition des glaciers qui en résulta peuvent être expliqués par les transformations importantes du relief amorcées par les mouvements tectoniques de l'écorce terrestre. Pourtant, cela ne nous renseigne pas sur la cause de la périodicité et de la multiplicité des glaciations. Sous ce rapport, les déductions de K. Markov et I. Guérassimov paraissent fort justes, ces auteurs attachant une grande importance aussi bien au refroidissement général de la surface terrestre provoqué par une crise orogénique qu'aux variations périodiques des éléments de l'orbite terrestre diversement associées.

CHAPITRE 9

Phénomènes géologiques du domaine cryergique

§ 1. Notions fondamentales sur les régions à sol gelé

On désigne par *roches gélives* les terrains dont la température est négative et dont les interstices contiennent de la glace.

Les roches à température négative mais ne contenant pas de la glace sont nommées *roches congelées*. On sait qu'en hiver la couche superficielle de presque tout le territoire de l'U.R.S.S. est portée à une température négative; dans ces conditions, l'eau souterraine qu'elle renferme se transforme entièrement ou en partie en glace et cimente les grains des terrains et des sols. Au printemps et en été, les roches et les sols dégèlent à mesure que la température s'élève et la glace se transforme en eau. Ce phénomène se répète chaque année. L'épaisseur de la couche gelée durant l'hiver et la durée du phénomène varient suivant la nature du climat. Dans les régions du Nord le gel pénètre profondément dans le sol à plus de 1 m et y demeure longtemps, alors que dans le Sud, il n'affecte que quelques centimètres et ne dure que très peu de temps. Cette couche superficielle, gelée en hiver et dégelée en été est dite *couche du gel saisonnier du sol* (couche active ou *mollisol*).

Mais on sait depuis longtemps que sous cette couche active, sur des espaces très vastes de la Sibérie et de l'Amérique du Nord, se trouve un sous-sol gelé en permanence, en hiver comme en été, et qui atteint parfois de grandes épaisseurs. Ce sol perpétuellement gelé existe depuis des millénaires et même des dizaines de millénaires; il s'est sans doute formé dans les conditions d'un climat beaucoup plus rigoureux qui sévissait au Quaternaire. Une preuve de l'ancienneté de ce sol gelé en Sibérie nous est fournie par la présence en son sein d'animaux entiers: mammouths, rhinocéros à poils, etc., dont il a conservé intact non seulement le squelette mais aussi les parties molles du corps. Ce fait prouve que ce sol gelé existait déjà à l'époque où ces animaux vivaient en Sibérie et que le dégel n'a jamais touché ces terres.

Pour la différencier du sol à gel saisonnier, cette couche a reçu le nom conventionnel de *sol perpétuellement gelé* (*tjäle* — norv., ou *merzlota* — russe) — terme souvent employé dans les ouvrages spécialisés. Cependant, de nombreux chercheurs jugent l'expression

« perpétuellement » inadéquate en se référant à la dialectique de l'évolution des phénomènes naturels qu'elle contredit.

Dans un ouvrage de synthèse *Principe de géocryologie* dû à un groupe important d'auteurs et publié en 1959 par l'Institut de permafrostologie de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S., on a proposé de dénommer ces terrains *roches longtemps gelées* (mnogoletnémerzlotnyé porody), et le domaine de ces sols *zone gelée* (merzlaïa) *de la lithosphère* ou *cryolithozone* (du grec ψυχος — froid), termes qui associent la basse température de ces roches à la phase solide de l'eau qu'elles renferment.

Ainsi, *on donne le nom de roches longtemps gelées (pergélisol) à la couche du sous-sol qui se trouve à une certaine profondeur et dont la température pendant des millénaires et des dizaines de millénaires est restée inférieure à zéro*[1].

La science qui étudie les lois de formation et de distribution des pergélisols ainsi que les processus cryergiques dont cette zone est le siège, s'appelle *permafrostologie* ou *géocryologie* (cryopédologie).

§ 2. Distribution géographique et épaisseur de la couche des pergélisols

Les pergélisols sont très répandus sur le globe terrestre. C'est en U.R.S.S. qu'ils couvrent la plus grande surface.

Les pergélisols sont également répandus sur le continent Nord-Américain, dans les îles de l'océan Glacial Arctique ; ils existent en outre dans certains secteurs de systèmes de montagnes. De nombreuses fois on a tenté de calculer la surface totale couverte en U.R.S.S. par les pergélisols. Ainsi, M. Soumguine (1947) considère qu'elle est d'environ 10 000 000 de km² (47 % du territoire du pays). N. Egorov (1959) sur la base de la carte de V. Toumel l'estime à 10 767 000 km² (48,1 % du territoire), alors que la carte de V. Koudriavtsev donne 10 609 900 km².

En 1954, N. Goulnéva refit les calculs sur la base de la carte de I. Baranov et trouva que la superficie des pergélisols était de 11 115 000 de km², soit 49,7 % du territoire de l'U.R.S.S. De semblables calculs approchés donnèrent pour les pergélisols de la République populaire de Mongolie environ 800 000 km², pour ceux de la République populaire de Chine, 400 000 km², pour ceux de l'Alaska 1 500 000 de km², pour ceux du Canada 5 700 000 de km². Si l'on tient compte du fait que les pergélisols sont répandus au Groenland,

[1] On a pris l'habitude ces dernières années d'utiliser dans les textes français traitant des actions cryergiques des termes de vocabulaire descriptif (sol gelé, sol perpétuellement gelé, zone des sols constamment gelés, etc.), ou bien de recourir à des emprunts étrangers (tjäle — norv., merzlota — russe, etc.), sinon à des termes forgés (permagel, permafrost, pergélisol, etc.). Nous tâcherons par la suite de respecter cet usage, car la traduction littérale des termes employés par les auteurs soviétiques ne ferait qu'alourdir le texte (*N.d.T.*).

dans l'Antarctide et dans les régions de hautes montagnes, on peut dire que près de 20 à 25% de la surface des terres sont recouverts de sols longtemps gelés.

§ 3. Glaces enfouies

Comme on l'a dit plus haut, la glace est partie intégrante de la roche gélive. Pourtant, sa répartition dans la roche est variable.

1. *Glaces servant de ciment.* Dans une roche polyminérale la glace est un des minéraux composants; elle cimente les grains du squelette minéral de la roche. Il en est de même des petits culots de glace et des minces pellicules en lentille s'insérant entre les strates de la roche. La glace enfouie de ce type apparaît quand gèle un sol détrempé dont elle est partie intégrante.

2. *Glaces de veines de fracture.* Elles occupent les joints et les fractures des terrains. Ces fissures existent d'habitude au moment de la formation de la glace et ne sont pas provoquées par le gel; elles sont entièrement remplies de glace. Trois conditions sont nécessaires pour l'apparition de glaces de veines de fracture: l'existence de fissures dérangeant la cohésion des terrains, la présence d'eau dans les joints, une température basse assurant le gel de l'eau.

On trouve surtout les glaces de veines de fracture dans les roches fissurées gelées dont les diaclases sont imbibées d'eau.

3. *Glaces de veines pérennes*, très fréquentes dans les pergélisols où elles constituent souvent des gisements importants. Ce sont des formations très compliquées, dues à la répétition du phénomène gel — dégel dans les fentes avec apparition de la glace à peu près au même endroit. C'est ce qui les distingue des glaces de veines décrites ci-dessus. On sait que les roches soumises à des variations de température se contractent et se dilatent alternativement. Quand les roches se refroidissent, de fortes tensions apparaissent qui se résolvent en *fissures de gel* découpant leur surface en blocs isolés, pour la plupart de forme quadrangulaire. Ces gélivures, d'abord étroites (1 à 3 cm dans leur partie supérieure), se remplissent de givre; en période chaude l'eau superficielle y pénètre et gèle par suite de la basse température des terrains encaissants. Ainsi, dans chaque fissure apparaît un coin mince de glace annuel disposé verticalement qui élargit la fente. La partie qui se trouve au niveau de la couche superficielle (mollisol) dégèle en été, celle qui s'enfonce dans le pergélisol reste gelée (fig. 112).

Au gel suivant, de nouvelles fentes apparaissent en général aux mêmes endroits, car la glace est plus gélive que les roches. Dans ces fentes la glace se forme de nouveau. Ce phénomène qui recommence chaque année conditionne l'élargissement des fentes grâce à l'apparition à l'intérieur des coins de glace de couches verticales toujours nouvelles. Les couches formées antérieurement sont écartées, alors que les roches encaissantes sont comprimées et refoulées vers le haut.

D'après B. Dostovalov et A. Popov (*Principes de géocryologie*) les conditions nécessaires à la formation de glaces de veines pérennes sont: 1) l'apparition de fissures de gel pénétrant dans le pergélisol au-delà du mollisol; 2) la présence de glace dans les fentes; 3) l'existence de roches suffisamment plastiques ou pouvant être comprimées.

Les formations du type des veines pérennes se développent surtout là où les roches superficielles sont fortement détrempées et de texture très fine (argiles, limons, tourbes). C'est habituellement le cas des plaines inondables, des dépressions marécageuses, des cuvettes et vallons.

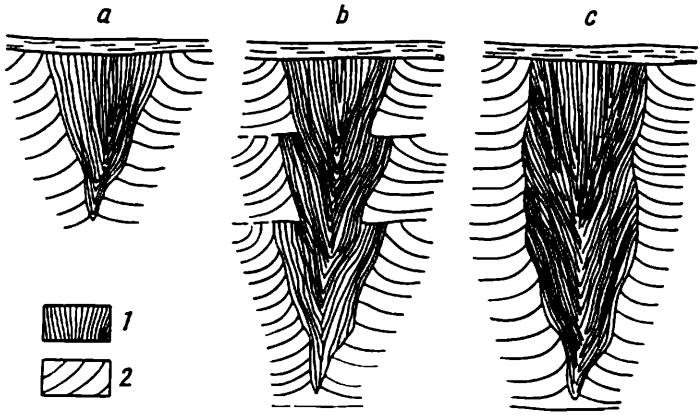


Fig. 112. Structure schématique des veines de glace. Coupe transversale: *a* — veine épigénétique; *b* — veine épigénétique triple; *c* — veine syngénétique:
1 — couches dans les coins de glaces; *2* — strates des roches encaissantes

Parmi les glaces de veines pérennes du domaine des pergélisols on distingue deux types: les *glaces épigénétiques et syngénétiques*. On range dans la catégorie des glaces épigénétiques celles des roches déjà formées qui ont été ensuite fragmentées par la gélivation. Les glaces syngénétiques n'apparaissent qu'avec l'alluvionnement. Imaginons une plaine inondable dont les fissures de gel contiennent des coins de glace. Pendant les crues, de nouveaux dépôts s'accumulent, et le niveau de la plaine s'élève progressivement. Ce soulèvement entraîne celle du toit du pergélisol, et par suite une montée des veines de glace. Un phénomène identique peut se produire pendant l'accumulation des dépôts colluviaux, l'exhaussement des tourbières dans les dépressions marécageuses, etc.

Les glaces syngénétiques s'étendent donc non seulement en largeur, mais aussi en hauteur, atteignant parfois des dimensions importantes par l'accumulation de milliers de couches annuelles.

Elles sont particulièrement épaisses dans les régions de subsidences récentes de l'écorce terrestre. Ainsi, dans la dépression côtière Yano-Indiguirskaïa il y a des veines de glace de 40 à 50 m d'épaisseur (Tchirikhine, 1934; Choumski, Katassonov, 1953, etc.) et même de 70 à 80 m sur l'île Bolchoï Liakhovski (Ermolaïev, 1932). La largeur des veines de glace est de 5 à 8 m. Dans la région des veines épigénétiques et syngénétiques les couches encaissantes sont souvent incurvées vers le haut. Parfois, des glaces de ce genre sont enfouies sous des sédiments divers.

Le grand nombre des veines de glace pérennes ainsi que leur épaisseur parfois notable les a fait considérer pendant longtemps comme des « glaces fossiles » de genèse diverse, datant de l'époque glaciaire. Certains auteurs pensaient que c'étaient des restes enfouis de glaciers; d'autres y voyaient des lacs gelés et fossilisés par des dépôts, d'autres enfin, les prenaient pour des masses de glace de fond ensevelies.

Les études détaillées de l'Institut de permafrostologie de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S. ont établi que la plupart des grandes accumulations de glace à l'intérieur des terrains sont des veines de glace pérennes. On suppose qu'elles se sont formées pendant le Quaternaire, y compris l'Holocène, c'est-à-dire durant la persistance d'un climat suffisamment froid.

Les plus anciennes des veines de glace ne se sont pas conservées; en fondant elles ont laissé à la surface des entonnoirs (thermokarstiques), des excavations en forme de cuvette; en section elles présentent des coins dits « *de gel* », vides en forme de coins laissés après la fusion de la glace de veines pérennes et occupés par des dépôts de surface.

Dans les parties périphériques des régions occidentales et orientales de l'U.R.S.S. (de la presqu'île de Kola à la rivière Anabara, et plus à l'Est) le gel du sol et la formation des glaces de veines pérennes dans les plaines ont été interrompus à maintes reprises par des transgressions marines, l'avancée des glaciers et le climat plus chaud des périodes interglaciaires. De nos jours, on ne rencontre que des glaces de veines pérennes de formation récente ou appartenant à l'époque de la dernière glaciation et ce n'est que par endroits qu'on découvre des accumulations plus anciennes ensevelies sous tels ou tels dépôts (P. Choumski).

4. *Glaces des cavernes.* Elles apparaissent dans les régions de pergélisols, dans les divers cavités et vides souterrains où elles ont une forme et une structure très variée. Les cavités souterraines peuvent être dues à divers phénomènes: processus karstiques ou érosion de sous-écoulement, fusion des glaces ensevelies (phénomène thermokarstique). C'est pourquoi on peut distinguer les glaces des cavités thermokarstiques et karstiques. Les glaces thermokarstiques forment des lentilles ou des couches horizontales de 2-3 cm à 3 m d'épaisseur, longues de 1 à 15 m. Les glaces karstiques forment

des accumulations au fond, sur les parois et au plafond des cavernes. Ces formations ont surtout l'aspect de concrétions.

5. *Les glaces fossiles* formées à la surface et ensevelies sous les dépôts furent longtemps considérées comme les glaces les plus répandues dans les pergélisols parce qu'on rangeait dans cette catégorie toutes les glaces souterraines (veines pérennes, formations thermokarstiques) en les considérant comme des glaces superficielles ayant subi la fossilisation.

Les travaux de l'Institut de permafrostologie de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S. ont permis de comprendre le mécanisme de la formation des glaces pérennes et ont révélé leur large expansion. Depuis lors, on ne considère comme glaces fossiles proprement dites que de petites lentilles qui sont soit des lacs gelés jusqu'au fond et recouverts par des colluvions et d'autres dépôts (delta du fleuve Léna), soit des flaques de neige ou des glaces mortes ensevelies.

Ce n'est que dans les régions périglaciaires actuelles qu'existent des masses relativement importantes de glace souterraine (glace des glaciers), ayant été fossilisées par leurs propres dépôts morainiques

§ 4. Eaux souterraines des régions à sols constamment gelés

L'existence du pergélisol et les particularités du climat des régions de son extension exercent une grande influence sur la répartition des eaux souterraines et leur régime. On peut dire que le facteur thermique complique ici comme nulle part ailleurs les conditions de gisement et d'écoulement des eaux souterraines et engendre plusieurs phénomènes complexes.

Comme on l'a déjà dit, le pergélisol ne forme pas un ensemble homogène sur son aire d'expansion, mais se modifie dans le sens horizontal ou vertical et se divise en plusieurs zones. Il en résulte une répartition des eaux souterraines suivant des principes bien définis. Selon N. Tolstikhine, les eaux souterraines des régions de pergélisol peuvent être classées suivant trois types:

1) les eaux de la couche superficielle auxquelles le pergélisol sert de soubassement imperméable;

2) les eaux intercalaires du sous-sol gelé qui circulent dans des conduits souterrains ou à travers des îlots dégelés (taliks);

3) les eaux profondes de la zone non gelée au-dessous du pergélisol (tabetisol).

D'après les conditions de gisement et leur régime, les *eaux de la couche superficielle* peuvent être à leur tour divisées en trois groupes:

1) Celles du premier groupe se rencontrent dans le mollisol qui gèle en hiver et dégèle en été. Elles se distinguent par un passage

saisonnier de l'état liquide à l'état solide et vice versa. La durée de la phase liquide de l'eau est alors très limitée (deux à trois mois généralement et 5 à 6 mois à la frontière méridionale du domaine des pergélisols). Le reste du temps le mollisol et le pergélisol constituent une couche unique. Le pergélisol est dans ce cas le soubassement imperméable. L'écoulement des eaux de la couche superficielle est conditionné par le relief et elles se déplacent d'un niveau élevé vers un niveau plus bas. L'épaisseur de la couche aquifère est irrégulière. Elle est fonction de la profondeur du dégel estival qui, lui, dépend de plusieurs facteurs : nature de l'environnement

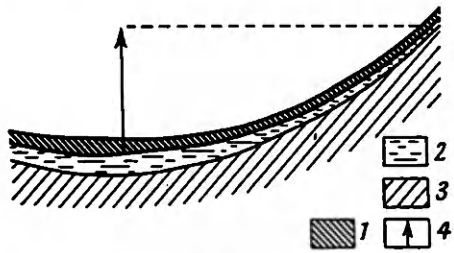


Fig. 113. Apparition de la pression dans le mollisol d'une dépression pris par le gel :
1 — croûte gelée ; *2* — partie non gelée du mollisol ; *3* — pergélisol ; *4* — charge hydrostatique dans le mollisol

géographique, composition des roches et leur perméabilité, épaisseur de la couche de neige, etc. Ainsi, dans la toundra, la profondeur du dégel varie de 0,1 à 0,25 m, dans la tourbe, de 2 à 2,5 m, dans les amas de blocs colluviaux et dans les galets alluviaux, parfois même davantage. Dans les régions boisées la profondeur du dégel augmente et atteint un maximum dans les zones de steppes et la taïga (au Sud). Un autre trait caractéristique est le passage, au cours de l'année, de l'état de nappe libre à celui de nappe captive. En gelant, l'eau augmente de volume, et c'est pourquoi l'eau qui n'est pas encore gelée voit sa pression s'élever ; cette pression atteint une valeur particulièrement grande dans les dépressions (fig. 113).

Les eaux de la couche superficielle sont alimentées surtout par les eaux météoriques, et, parfois, par les eaux des couches sous-jacentes.

2) Le deuxième groupe comprend les eaux des îlots dégelés qui se sont formés dans des régions de la couche active incomplètement gelée. Ce phénomène peut être conditionné par des chutes de neige précoces qui ont préservé le mollisol du gel intégral ou par des températures hivernales et estivales plus élevées, ou encore par d'autres facteurs.

3) Le troisième groupe correspond aux îlots dégelés permanents. Les eaux de ce type se distinguent peu des eaux de fond ordinaires ;

leur extension est limitée par la dimension des îlots dégelés et elle subit des variations saisonnières. Les îlots dégelés permanents se forment souvent sous les nombreux lacs qui parsèment les interfluves aplanis ou les régions de montagnes. Ils sont le fait de l'action thermique des eaux superficielles. Plus les dimensions du lac sont grandes, plus l'îlot dégelé sous-jacent est important. Les îlots permanents se forment aussi dans les vallées des rivières, sous le lit ou au sein des secteurs voisins de la plaine inondable. On a alors les eaux souterraines des terrasses alluviales et les eaux sous-jacentes au lit fluvial. L'épaisseur des îlots dégelés permanents varie. Ainsi, I. Svétozarov estime que l'épaisseur moyenne de la nappe aquifère sous-fluviale du bras Tchapalovski de la Léna près de Iakoutsk atteint 10 m. D'après N. Goubkine, dans le bassin du cours supérieur de la Kolyma, l'épaisseur des îlots dégelés sous les rivières varie de 3 à 10 m dans les dépôts meubles, atteignant parfois 30 m. Par endroits il se forme des îlots dégelés sur toute l'épaisseur du pergélisol. Quand la rivière et les nappes aquifères supérieures sous-jacentes au lit gèlent, les eaux souterraines acquièrent une pression saisonnière qui disparaît après le dégel.

Les îlots dégelés permanents existent également dans les zones de structures faillées.

Les eaux des îlots dégelés permanents sont les plus importantes des eaux de la couche superficielle pour la satisfaction des besoins en eau.

Toutes ces eaux sont en général faiblement minéralisées.

Les eaux intercalaires du sous-sol gelé traversent le pergélisol dans les régions d'îlots dégelés en circulant dans des chenaux et cheminées souterrains. Si l'eau reste à l'état liquide dans ces terrains de basse température, c'est surtout parce qu'elle est continuellement en mouvement. Ces eaux sont alimentées par les nappes superficielles et par les eaux profondes, ce qui influe sur leur composition chimique et gazeuse. Lorsque l'alimentation est assurée par les eaux profondes sous-jacentes au pergélisol, les eaux intercalaires présentent les caractéristiques d'une nappe captive.

Les eaux intercalaires jouent le rôle de maillon de liaison entre la nappe superficielle et les eaux profondes. N. Tolstikhine les définit de la façon suivante: « Telles des vaisseaux sanguins elles s'introduisent dans la zone des basses températures et apportent la chaleur du Soleil et l'oxygène de l'air à la zone profonde non gelée; ou bien, saturées d'anhydride carbonique et d'azote, elles remontent à la surface de la Terre la chaleur de ses tréfonds (sources thermales). »

La température des eaux intercalaires du sous-sol gelé est plus basse que celle des eaux souterraines d'autres régions. Dans cette zone la température est proche de 0°; parfois, elle descend même au-dessous; les eaux sont alors fortement minéralisées.

Les communications entre les eaux de la couche superficielle, les eaux intercalaires et les eaux profondes sont représentées sur la fig. 114.

Les eaux profondes. Ce sont toutes les eaux souterraines qui se trouvent au-dessous du pergélisol. A la différence des eaux de la couche superficielle et des eaux intercalaires, les eaux profondes sont toujours à la phase liquide. Leur température est presque toujours au-dessus de zéro et est la plus basse (environ 0°) dans la zone de contact avec le pergélisol; elle s'élève en profondeur.

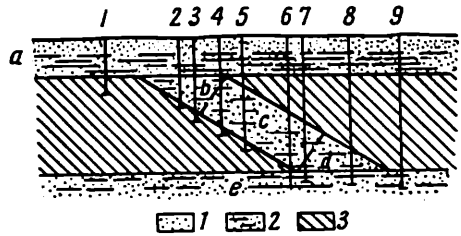


Fig. 114. Schéma des communications entre les eaux de la couche superficielle et des nappes sous-jacentes au pergélisol (d'après N. Tolstikhine) : *a* — eaux de la couche superficielle; *b* — passage aux eaux intercalaires du sous-sol gelé; *c* — eaux intercalaires du sous-sol gelé; *d* — passage aux eaux profondes sous-jacentes au pergélisol; *e* — eaux profondes sous-jacentes au pergélisol; *1* — sable; *2* — sable aquifère; *3* — zone gelée

Dans la plupart des cas les eaux profondes sont sous pression. Atteintes par les forages, les nappes aquifères donnent naissance à des puits jaillissants. La profondeur des nappes aquifères varie en fonction de l'épaisseur du pergélisol. Au Sud, elle est relativement faible, au Nord, elle s'accroît fortement pour atteindre parfois 600 m. Elle dépend aussi de la composition lithologique des roches.

Le mode de gisement et les conditions d'écoulement des eaux profondes diffèrent peu de ceux des eaux souterraines des régions dépourvues de pergélisol. Toutefois, leur alimentation et leur drainage présentent des traits particuliers. Elles sont surtout alimentées par infiltration des eaux de précipitations et des eaux superficielles, leur aire de décharge et d'alimentation se situant dans les îlots dégelés du pergélisol : sous les lacs, les cours d'eau, dans les zones à structure faillée et d'autres régions semblables. Le nombre des îlots dégelés diminue à mesure qu'on se déplace du Sud au Nord, et c'est pourquoi dans les régions très au Nord où le pergélisol est épais les conditions d'alimentation des eaux profondes deviennent précaires et les aires de décharges très réduites.

La composition chimique de ces eaux diffère, à côtés des eaux peu minéralisées on rencontre des eaux salées. Les exutoires d'eaux

minérales sont assez nombreux. L'abondance des réserves d'eaux profondes et leur qualité font qu'elles sont largement utilisées pour la satisfaction des besoins en eau.

Ainsi, la zone du pergélisol abrite plusieurs types d'eaux souterraines présentant des particularités spécifiques. Les pergélisols étant traversés par de nombreux îlots dégelés, ces divers types d'eaux souterraines sont en communication entre elles ainsi qu'avec les eaux superficielles.

§ 5. Phénomènes physiographiques des régions à sols constamment gelés

L'existence, à une profondeur relativement faible, de pergélisols au sein desquels on rencontre des glaces de natures diverses

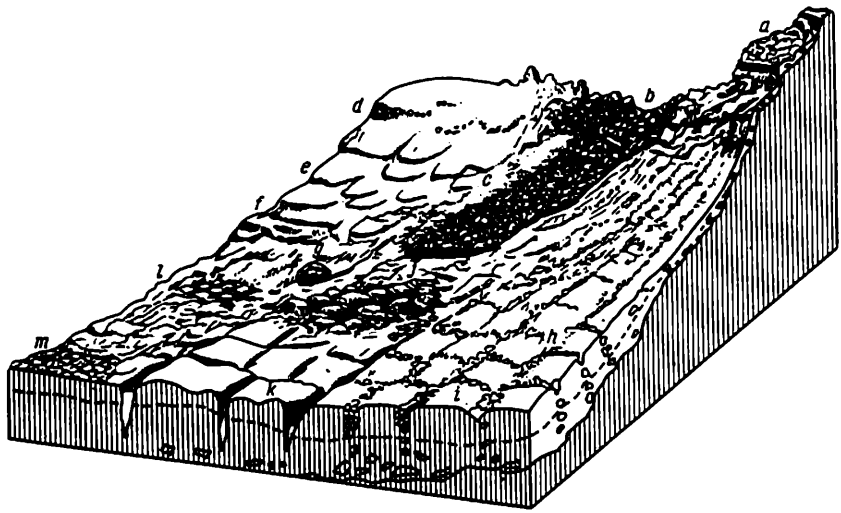


Fig. 115. Formes de micro- et mésorelief en terrains quaternaires dues au processus cryergique: *a* — replats rocheux; *b* — champ de pierres; *c* — coulée de pierre; *d* — guirlandes de pierres; *e* — replats de solifluxion; *f* — bourrelets de solifluxion (boursouflures de gel); *g* — glissement de pierres sur un sol détrempé; *h* — bandes de pierres; *i* — sols cellulaires (sols figurés); *j* — grandes buttes; *k* — sols polygonaux à fentes de gel (coins de glace); *l* — petites buttes; *m* — réseau de polygones (formés d'éléments très fins)

et qui sont le siège de processus compliqués de gel et de dégel affectant les sols comme les roches, engendre une série de phénomènes physiographiques dont il faut absolument tenir compte lors de la mise en valeur des vastes espaces très riches des régions orientales de l'U.R.S.S. Ces phénomènes produisent un complexe de formes originales de relief (fig. 115).

1. **Thermokarst.** Ce phénomène original est spécifique à la zone des pergélisols. L'expression « *thermokarst* » s'applique au processus

de fusion de masse de glaces enfouies dans les parties supérieures du pergélisol, qui détermine des tassements superficiels et l'apparition de formes déprimées du terrain. Le développement du thermokarst n'est donc possible que pour une glace enfouie et lorsque le régime thermique des terrains est modifié soit par l'intervention de l'homme (coupe de bois, labourage, création de réservoirs d'eau, etc.), soit par l'atténuation de la rigueur du climat. Les formes de relief résultant de la fusion de la glace enfouie sont très variées. Certaines d'entre elles rappellent les formes du karst ordinaire.

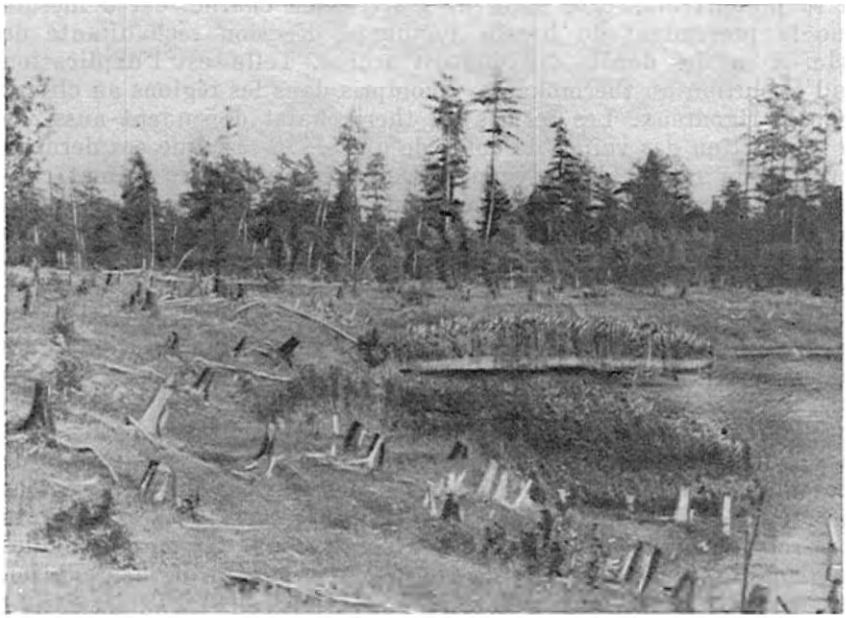


Fig. 116. Lac thermokarstique sur la rive gauche de la Léna, formé après le déboisement de celle-ci

D'après S. Katchourine, on rencontre dans ces régions des *terrains affaissés* et des *entonnoirs* dont le diamètre varie de 1 à plusieurs mètres; des *ombilics*, des *petites cuvettes*, des *rigoles* qui sont des dépressions d'un à des centaines de mètres de diamètre et de quelques centimètres à des mètres de profondeur; des *bassins de subsidence*, dépressions déjà plus grandes qui s'étendent sur un ou même plusieurs kilomètres carrés et sont d'une profondeur relativement faible; des lacs *thermokarstiques* (fig. 116).

Les dépressions thermokarstiques peuvent être sèches ou remplies d'eau, formant ainsi des lacs. Dans une dépression sèche, la fusion des glaces enfouies se ralentit et le phénomène ne se ranime

qu'épisodiquement. La situation est toute autre sous un lac thermokarstique dont l'eau réchauffe les dépôts de fond en permettant l'évolution du processus thermokarstique. V. Koudriavtsev en donne l'explication suivante: « Quand un lac thermokarstique se forme, le processus, une fois déclenché, aboutit au réchauffement des dépôts de fond, c'est-à-dire à l'élévation de leur température annuelle moyenne. Or, celle-ci détermine la profondeur du dégel saisonnier des dépôts de fond. Lorsque l'épaisseur des dépôts dégelés s'accroît, la fusion des glaces enfouies s'accélère. Il s'ensuit qu'à chaque été le développement du thermokarst s'intensifie. Il se produit ainsi une sorte de réaction en chaîne, car à mesure que la profondeur du bassin augmente, l'action réchauffante de celui-ci sur les dépôts du fond est accrue. Telle est l'explication de l'évolution du thermokarst, y compris dans les régions au climat le plus rigoureux. Les formes du thermokarst dépendent aussi de la disposition des veines de coins de glace. On sait que ces derniers forment un réseau de polygones. Dans les régions au climat continental rigoureux les polygones sont de dimensions relativement faibles, d'un à deux mètres, alors que sur les côtes bordant les mers ils atteignent 20 et 30 mètres. Quand les eaux superficielles s'écoulent librement et lorsque le réseau de polygones est peu dense, il se forme des *baïdjerakhs* (en iakoute cela signifie « petits croupes »), buttes de terre coniques séparées par des dépressions marquant les tassements provenant de la fusion des veines de coins. D'autres fois, apparaissent des dépressions thermokarstiques appelées *alasses*, sous une couverture herbacée et comportant parfois de petits lacs. Sur le littoral des mers septentrionales on rencontre des formes de thermokarst du type des baïdjerakhs et des alasses. Dans les régions méridionales du domaine des pergélisols les lacs thermokarstiques sont relativement petits; ils ont été formés par la fusion de lentilles de glaces épigénétiques associée au processus général de dégradation des pergélisols (Koudriavtsev, 1958).

Outre les formes thermokarstiques proprement dites on distingue des formes mixtes dues à l'action du thermokarst et de l'érosion de sous-écoulement ou à l'action des processus cryergique et karstique, etc.

2. **Solifluxion et formes du relief correspondantes.** On appelle *solifluxion* (solum — sol; fluxus — courant) l'écoulement sur les versants de masses de sol meubles et très humides. C'est dans le domaine des pergélisols que les conditions sont les plus favorables à ce phénomène. Le mollisol n'y dégèle qu'à une faible profondeur et les eaux de fonte et de pluie le détrempent fortement, car elles ne peuvent s'infiltrer en profondeur du fait de l'existence des pergélisols qui forment le soubassement imperméable. On observe ainsi un accroissement du poids de la couche supérieure ainsi saturée d'eau, couche constituée le plus souvent de dépôts résiduels et de débris colluviaux. Le coefficient de frottement interne diminue

et, sous l'action de la gravité, les couches commencent à s'écouler lentement en suivant la pente. Celle-ci ne doit pas être très forte, il suffit de 3 à 5° pour que le phénomène ne produise.

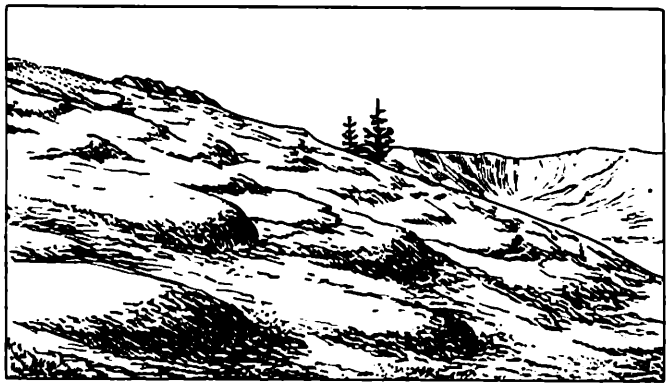


Fig. 117. Replats ou banquettes de solifluxion (d'après S. Botch)

La solifluxion est à l'origine de diverses formes de relief : *replats ou banquettes de solifluxion* (fig. 117), langues de boue (fig. 118), qui donnent aux versants de pente faible et moyenne une structure

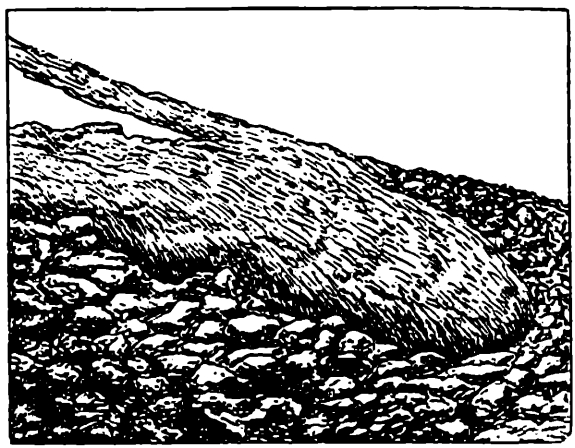


Fig. 118. Langue de boue due à la solifluxion s'étalant sur un talus de gros matériaux détritiques (d'après S. Botch)

tourmentée en petits gradins, bandes, bourrelets, etc. La solifluxion tend dans une certaine mesure à niveler le relief et à réduire les pentes. D'après S. Katchourine, dans le Grand Nord (sur les

côtes bordant l'océan Glacial Arctique), la solifluxion est l'agent principal du modèle du relief montagneux et des processus de planation.

Outre les formes typiques constituées de matériaux soliflués, la solifluxion contribue à la création sur les versants de montagnes de formes en gradins multiples plus compliquées : les *replats rocheux* (fig. 115).

Ils se développent souvent au-dessus de la zone des forêts dans le domaine de hautes montagnes dénudées ou zone des *goletz* [1] et sont le résultat de l'action de facteurs complexes : gélivation qui

Fig. 119. Coulée de pierres (kouroum), vallée de la rivière Dourgomune dans les Saïans orientaux

conditionne la régression des gradins vers l'amont, descente de gros blocs, poussée de gel, solifluxion qui évacue les produits de la désagrégation et modèle les replats, etc. D'après S. Botch, la hauteur des gradins rocheux varie d'un à plusieurs dizaines de mètres, l'angle de pente, de 90 à 25° ; la partie horizontale du replat couverte de matériaux soliflués (d'une épaisseur de 0,5 à 3,5 m) peut s'étendre sur plusieurs centaines de mètres. C'est là aussi qu'apparaissent les coulées de pierres (kouroums) (fig. 119 et 115).

3. Poussée de gel. Ce phénomène connaît une vaste extension dans le domaine des pergélisols et contribue pour une grande part au développement de formes de relief originales.

On désigne par « *poussée de gel* » les déformations de la surface terrestre se résolvant en soulèvements (boursouflures) suivis d'af-

[1] Goletz — dénomination donnée en Sibérie aux hautes faîtes dénudées.

faissements (Soumguine, 1947). Les poussées de gel sont dues pour la plupart au cycle gel — dégel subi par les sols et les roches humides. La propriété de l'eau de se dilater en gelant (de 9 à 10% environ) et de se contracter en passant de l'état solide à l'état liquide revêt sous ce rapport une grande importance. L'eau dans les roches ne gèle pas toujours à la même température; celle-ci dépend de la minéralisation de l'eau, de la nature des roches, etc. Il est établi que le refroidissement d'une couche de roches donnée au-dessous de zéro provoque des déplacements de l'eau au sein de cette couche, un écoulement d'un endroit à un autre et même, si certaines conditions de gel sont réalisées, une poussée vers la surface. En règle générale, l'augmentation de volume sous l'effet du gel n'est pas homogène. Un rôle notable revient également aux venues d'eau extérieure. C'est à elles que l'on doit la formation de buttes plus grandes que celles qui devraient s'édifier compte tenu seulement de l'eau contenue dans la couche en train de geler. Le gel de cette eau supplémentaire, ainsi que de l'eau qui imbibait déjà les couches de terrain, crée des tensions notables qui déterminent les poussées de gel. Lors du dégel, les liens entre les grains du mollisol deviennent ténus et, sous l'effet de leur propre poids, ces particules se tassent. Les phénomènes complexes déclenchés par le cycle gel — dégel dans les roches et l'eau déterminent des formes de relief très variées: boursouflures (saisonnières ou pérennes), dômes de glace (d'origine fluviale ou souterraine), formations polygonales, etc., dont les dimensions varient, certaines n'étant que de menus reliefs, d'autres atteignant de grandes dimensions.

Les *buttes de tourbe* (bougry) sont des formes de poussées de gel très répandues (fig. 120). Un grand nombre de ces buttes sont constituées entièrement de tourbe, mais parfois leur noyau est de terre de composition identique aux terrains environnants. Souvent, dans le noyau gelé ou au contact de celui-ci avec la tourbe, apparaissent des veines ou des lentilles de glace. Les buttes de tourbe abondent surtout dans la partie occidentale du domaine des pergélisols, au Nord de la partie européenne de l'U.R.S.S. et de la partie occidentale de la Sibérie. Leur aire d'extension correspond à la sous-zone de la toundra boisée et, plus particulièrement, à la partie septentrionale de la taïga; c'est déjà la marge méridionale des pergélisols qui ne s'y rencontrent presque exclusivement que dans les buttes de tourbe. Ces formes existent aussi plus à l'Est de la zone mentionnée (dans la Sibérie orientale), mais elles y sont moins nombreuses. Leur origine peut être variée. A. Popov et I. Baranov l'expliquent par le gel des étendues de tourbe à sphaigne et la redistribution correspondante des masses de glace, qui déterminent le soulèvement de la tourbe et des roches; pourtant, ce phénomène a parfois une autre cause. Ainsi, K. Piavtchenko pense que les buttes de tourbe sont les témoins d'un massif unique de tourbe gelée, fragmenté par les crevasses de gel. Les parois de ces crevasses

se sont peu à peu désagrégées, la tourbe se tassant à l'intérieur, alors que les parties contiguës se sont conservées sous forme de buttes.

Les *tertres* (bougry-mogilniki) ont une forme qui rappelle les éminences de terre recouvrant une sépulture (hauts de 0,5 à 2 m et longs de 2,5 m et plus). La majeure partie du tertre est constituée de roches à grains très fins. Certains chercheurs (1. Baranov, S. Katchourine) pensent qu'ils se sont formés par affaissement des

Fig. 120. Buttes de tourbe dues à des poussées de gel; elles sont hautes de 3 m et séparées par un ravin et un lac thermokarstique couvert de végétation (rive gauche de la Léna)

roches dégelées dans les fentes bordant les polygones de buttes, d'autres (S. Kouchev) par le soulèvement, provoqué par le gel, des roches meubles saturées d'eau. Il n'est pas exclu que ces tertres doivent leur origine à l'un et à l'autre de ces phénomènes (poussées de gel et tassement le long des fentes du pourtour).

Certaines régions où les tertres sont particulièrement nombreux s'appellent *champs de tertres (mari* en russe).

Les *dômes de glace.* N. Tolstikhine appelle dôme de glace « une masse de glace formée à partir d'eau superficielle ou souterraine répandue à la surface de la glace, de la neige, du sol ou au sein du mollisol, par suite du gel du conduit aquifère où l'eau circule ordinairement ». Ainsi, il résulte de cette définition que ces forma-

tions de glace peuvent s'observer à la surface et sous terre et être dues aux eaux superficielles ou souterraines.

Les dômes de glace d'origine fluviale. Le gel d'une rivière peut amener un rétrécissement tel de sa section mouillée qu'elle devient incapable de laisser s'écouler tout son débit. Il en résulte une pression très forte et l'eau qui ne peut passer dans le lit rétréci, cherche une issue; une partie remplit les alluvions de la vallée et élève ainsi le niveau des eaux souterraines dont la charge augmente également. Mais parfois cette eau sous pression rencontre un secteur plus faible, soit dans la partie superficielle des alluvions gelées, soit dans la glace de la rivière; elle perce alors et s'ouvre un passage jusqu'à la surface où elle forme un dôme de glace. Cette intumescence augmente lorsque le cours d'eau continue à geler en rétrécissant sa section mouillée.

Les dômes de glace dus aux eaux souterraines. Les eaux souterraines de la couche superficielle peuvent aussi donner lieu à des dômes de glace à la surface du sol par le mécanisme suivant: quand le mollisol commence à geler l'eau augmente de volume, l'eau non gelée encaissée entre le pergélisol et la carapace superficielle gelée du mollisol acquiert une grande charge et crée dans le sol des pressions élevées. La couche gelée commence à se soulever, tandis que l'eau rencontrant les parties de moindre résistance s'ouvre un passage et sort à la surface en y formant un dôme de glace. Des dômes de ce genre se forment également aux exutoires des eaux souterraines.

Les grands dômes de glace (*taryns* en jakoute) sont souvent associés aux zones à structures faillées. Il est possible que leur formation soit due aux eaux profondes ou intercalaires qui sortent de sous terre en suivant les fentes et les dislocations tectoniques de l'écorce terrestre. D'après P. Chvetsov et V. Sédov (1941) certains dômes s'étendent sur de vastes superficies; ainsi, celui de Kyra-Nékoranskaïa atteint 26 km² et celui de Momskaïa, 100 km².

Les lentilles de glace souterraines. A côté des dômes de glace superficiels on rencontre souvent des lentilles de glace souterraines qui forment en général les noyaux des buttes de poussée de gel. La plupart de ces lentilles sont annuelles ou saisonnières mais il en existe des pérennes qui se développent sans interruption pendant plusieurs années. Une lentille de glace annuelle est contenue entièrement dans le mollisol; elle dégèle en été, la boursouflure qui la contient s'affaissant en automne.

A la différence des formations annuelles, les lentilles de glace pérennes sont très grandes et se développent surtout au niveau du pergélisol; ce n'est que leur partie superficielle qui pénètre dans le mollisol.

Les *hydrolaccolithes.* On donne ce nom à des bombements persistants dont le noyau est une lentille de glace. Ce terme a été proposé par N. Tolstikhine par analogie avec les laccolithes; lors de la formation de ces dernières, le rôle de l'eau est rempli par le mag-

ma, alors que celui de la couche du sol ou de la butte soulevée par la charge de l'eau, il revient le plus souvent aux bancs de roches sédimentaires. Les conditions les plus favorables à la formation des hydrolaccolithes sont créées dans les zones déprimées du terrain.

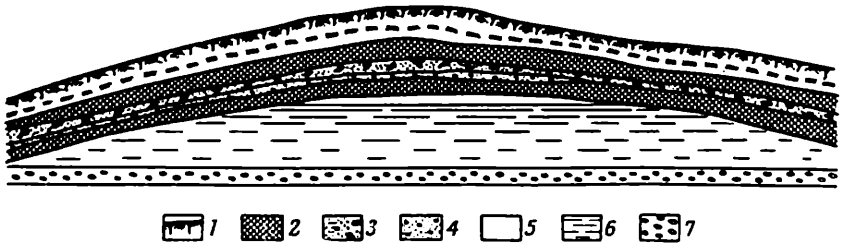


Fig. 121. Structure d'un hydrolaccolithe:
1 — sol tourbeux; *2* — glace; *3* — sable argileux; *4* — galets avec sable argileux; *5* — air; *6* — eau; *7* — galets

Les hydrolaccolithes atteignent de 8 à 20 m de hauteur et même plus. Les plus grandes se trouvent au Nord de la Sibérie et de l'Amérique du Nord. On en connaît également dans la Transbaïkalie, dans la Sibérie occidentale, dans l'Oural du Nord, au Nord de la partie européenne de l'U.R.S.S.

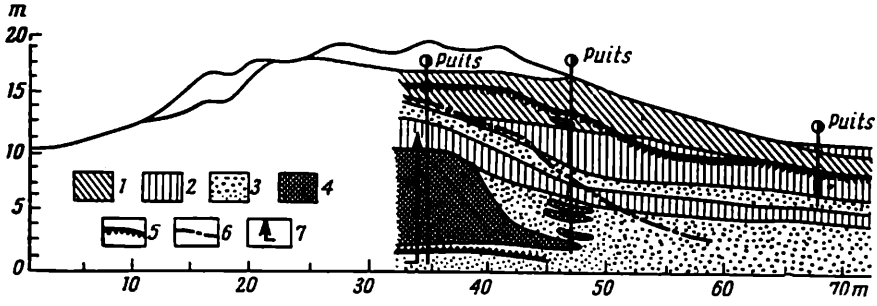


Fig. 122. Coupe d'un hydrolaccolithe de l'interfluve Léno-Amguinski:
1 — limons sableux; *2* — limons; *3* — sables; *4* — glace; *5* — limite supérieure des roches gélives; *6* — limites du noyau où se forment de petites lentilles de glace pure; *7* — sens de la pression exercée par la nappe aquifère

Les hydrolaccolithes sont constituées par de la glace et des roches gélives qui recouvrent un noyau de roche contenant également de l'eau sous pression. Leur structure est représentée schématiquement sur les fig. 121 et 122.

Il existe plusieurs explications de l'origine des hydrolaccolithes. De nombreux spécialistes des pergélisols (A. Lvov, N. Tolstikhine, I. Baranov, etc.) pensent qu'elles se sont formées à partir des eaux profondes et intercalaires. Mais on a remarqué également que les

hydrolaccolithes étaient souvent associées à des cuvettes lacustres. D'où l'hypothèse suivante: l'assèchement des bassins lacustres qui entraîne l'augmentation de l'épaisseur de la couche gelée, la réduction dans les parties sous-jacentes des îlots dégelés de formes tubulaires et l'apparition de fortes charges, ce qui conduit à un soulèvement des terrains composant le fond de la cuvette lacustre et à la formation d'hydrolaccolithes.

Formations à structure polygonale. Au Nord et à l'Est de l'U.R.S.S., dans la zone d'extension des sols gelés périodiquement ou constamment, de vastes étendues sont couvertes de formations présentant

Fig. 123. Bandes de pierres et de terre (d'après S. Botch)

une structure polygonale (voir fig. 115). Elles sont propres aux régions plates ou en pente douce. On distingue:

1) les sols structurés: polygones de pierre, cercles de pierre, bandes de pierres (fig. 123);

2) les sols polygonaux proprement dits (fig. 124);

3) les réseaux de polygones à bourrelets.

Les *polygones de pierre* sont des espaces plans ou légèrement concaves, de forme arrondie ou polygonale, constitués par un matériau fin et bordés d'un liseré de pierres. Ils se développent dans un matériau meuble hétérogène et non trié. Il se produit alors dans la couche un refoulement par le gel de gros éléments (graviers et gros débris) qui se déplacent vers la surface et quelque temps sur la surface. Un rôle important dans ce phénomène revient aux fentes de gel qui délimitent les polygones. L'humidité y étant plus grande, l'action du gel devient plus intense.

La poussée de gel qui provoque le déplacement de gros débris de bas en haut durant les alternances de gel et de dégel est signalée par l'observation de pilots de fondations, des poteaux enfoncés dans le sol, etc. (fig. 125); quelques années après leur installation, ils sont exhaussées, commencent à pencher puis s'abattent.

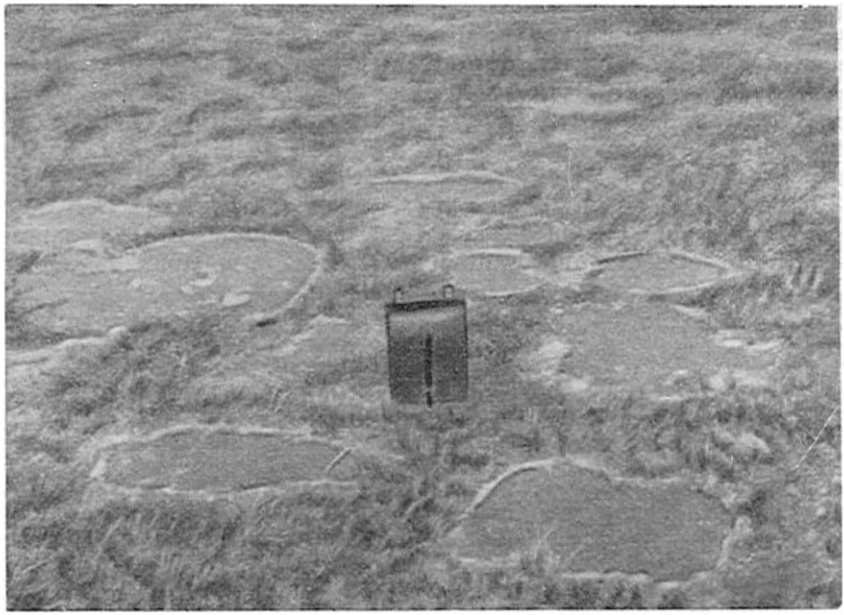


Fig. 124. Sols polygonaux en forme de médaillons sur un versant à pente douce d'un relief constituant les restes d'un interfluve situé sur la rive droite de l'Ob à 5 km de la ville de Salékhard

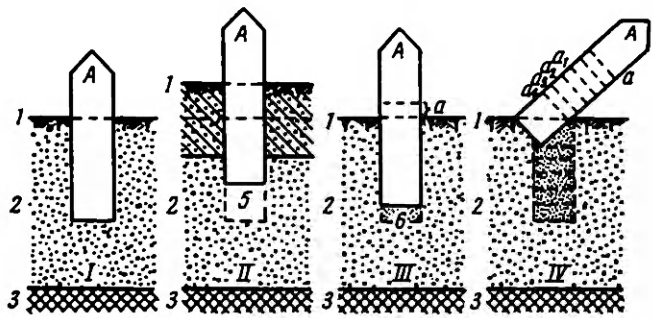


Fig. 125. Schéma du refoulement de gros objets sous l'effet du cycle gel—dégel auquel sont soumises les roches meubles et détrempées. *A* — poteau enfoncé dans le sol; I — IV — phases du refoulement. *1* — humus; *2* — limon sableux humide; *3* — couche supérieure du pergélisol; *4* — mollisol; *5* — vide créé par le soulèvement du poteau durant le gel; *6* — vide comblé par de la vase durant le dégel; a_1 — a_4 — phases successives du refoulement

Sur les versants, il se forme des bandes de pierres étirées dans le sens de la pente. Les phénomènes de refoulement sont ici associés à ceux provoqués par la solifluxion.

Les *sols polygonaux* sont des formations de petites dimensions rondes ou polygonales, planes ou faiblement bombées, apparaissant à la surface des limons homogènes et des roches argileuses. Les fentes du pourtour des polygones sont dues au dessèchement ou au refroidissement intense de la surface des roches argileuses; elles sont en général nettement marquées.

Les *réseaux de polygones à bourrelets* (pour la plupart tétragonaux) sont des formations beaucoup plus grandes (25-30 m et plus). Vus en plan, ils présentent un réseau plus ou moins régulier. Chaque polygone est limité par un bourrelet, haut de 0,5-1 m et large de 1-3 m, constitué d'éléments tourbeux et terreux. Les bourrelets des polygones voisins sont séparés par des rigoles de 1 à 5 m de large sous lesquelles se disposent les veines de coins de glace. Les bourrelets sont produits par l'écartement et le refoulement des roches provoqués par la croissance des coins de glace. Ces grands réseaux de polygones abondent surtout dans l'Extrême-Nord.

Les sols figurés résultent principalement des alternances de gel et de dégel dans des roches meubles et très détrempées qu'accompagne un ensemble complexe de phénomènes. Dans la couche qui gèle, des contraintes importantes apparaissent, engendrées par des variations inégales du volume des terrains et de l'eau qui provoquent diverses déformations thermiques. Lorsque des roches meubles et détrempées gèlent, leur volume augmente jusqu'à ce que la plus grande partie de l'eau qu'elles contiennent se transforme en glace; ensuite, si le refroidissement se poursuit, le volume des roches diminue. L'inégale variation du volume engendre des tensions de rupture qui se résolvent par un réseau de fissures de gel (B. Dostovalov) et perturbent la continuité et l'intégrité de la couche. L'air refroidi pénètre dans les fissures ainsi que l'eau qui s'y transforme en glace. Il en résulte une nouvelle modification des tensions.

Importance pratique de l'étude des pergélisols. La plus grande partie de l'immense territoire de la Sibérie orientale et occidentale appartient à la zone des pergélisols. Or, ce sont les régions de l'U.R.S.S. qui recèlent des richesses considérables: minéraux utiles, massifs boisés, énergie hydraulique, etc. Ces dernières années l'effort persévérant des géologues soviétiques a permis de découvrir en Sibérie de nouveaux gisements importants de minéraux utiles les plus divers: houille, fer, diamants, métaux non ferreux, métaux rares, gaz, pétrole, etc.

Ces ressources de matières premières et énergétiques sont utilisées par l'économie nationale sur une vaste échelle. De nouveaux centres industriels gigantesques ont été créés, de grands chantiers se sont multipliés dans le pays où l'on édifie des stations hydro-

électriques les plus grandes du monde et où l'exploitation d'un réseau minier étendu s'organise.

En mettant en valeur ces vastes étendues, en poursuivant l'édification industrielle et hydrotechnique, en aménageant des mines et en construisant des ponts, des voies ferrées, des routes, etc., on doit tenir compte des conditions particulières du milieu naturel constitué par les sols constamment gelés. Avant l'établissement de projets de constructions, il faut de la façon la plus rigoureuse tenir compte de tous les phénomènes cryergiques cités plus haut: poussées de gel amenant la formation de buttes diverses sujettes aux fusions irrégulières en été, apparition de dômes et de lentilles de glace et leur fusion, phénomènes thermokarstiques, etc. Si l'on n'en tient pas compte, les résultats peuvent être des plus décevants, comme en témoignent certains exemples d'édifices déjà construits.

Quand les fondations d'un édifice reposent sur un pergélisol, il faut absolument assurer à ce dernier un régime thermique constant.

Ces dernières années, on a procédé en U.R.S.S. à l'étude de tous les aspects des pergélisols ; la tâche qu'on s'est fixée est de découvrir les lois de l'évolution de ces terrains, les causes et le degré de leur dégradation, les phénomènes physiographiques et leur répercussion sur les constructions, l'action de ces constructions sur les sols gelés. Les spécialistes soviétiques de cryopédologie étudient avec succès, de pair avec les ingénieurs, les lois générales du phénomène, posent les principes de base et dégagent des méthodes applicables dans les régions de pergélisol permettant l'édification des constructions en éliminant le danger des déformations.

CHAPITRE 10

Action géologique de la mer

§ 1. Importance géologique des bassins marins

Les océans et les mers qui couvrent 70,8% de la surface terrestr (361 000 000 des 510 000 000 de km²) sont d'immenses réservoirs d'eau dont le volume s'élève à 1 370 323 000 de km³.

Ces masses sont constamment en mouvement et, en interaction avec les terres environnantes, elles érodent les roches du rivage et des hauts fonds, déplacent et usent les débris en les déposant sous forme de sédiments. Dans les mers vivent des animaux et des plantes variés. Elles reçoivent tous les matériaux détritiques ou dissous enlevés à la terre par les fleuves.

On sait que l'écorce terrestre est constituée de divers types de roches: magmatiques ou ignées, métamorphiques et sédimentaires. Les roches sédimentaires (sables, grès, argiles, calcaires, etc.), d'une épaisseur variable, composent les couches extérieures de l'écorce terrestre. Ainsi, dans la région de Léningrad, leur épaisseur est de 200 m, à Moscou, de 1 600 m, dans la dépression Caspienne, de 3 500 m, dans les montagnes, de 10 000 m et plus; dans certaines régions elles n'existent pas (presqu'île de Kola, Finlande, Suède, Podolie). La plupart des roches sédimentaires proviennent de l'accumulation dans les bassins marins de dépôts qui ont été par la suite transformés. Avec les restes organiques qu'elles ont fossilisés, ces roches constituent les documents principaux permettant de déchiffrer l'histoire de l'écorce terrestre, de restituer les conditions physico-géographiques anciennes et de dresser un tableau de l'évolution de la vie organique. D'où l'importance des bassins marins pour la géologie et la nécessité de bien connaître les phénomènes dont ils sont le siège.

Le travail géologique accompli dans les bassins marins s'effectue sous trois formes: érosion, transport et sédimentation. Ces phénomènes agissent simultanément mais leur rapport change suivant la structure du rivage, la déclivité du fond marin, la nature des matériaux détritiques ou dissous, etc. Parfois, c'est l'érosion littorale qui domine, accompagnée d'un transport de débris vers les parties plus profondes de la mer et leur dépôt sur le talus continental. Dans d'autres cas, au voisinage du littoral c'est

l'accumulation qui l'emporte, mais elle est également associée aux phénomènes de transport et d'érosion.

Ainsi, le travail de la mer est un processus compliqué d'interactions où le rapport des différents éléments est déterminé dans chaque cas particulier par un ensemble de conditions bien déterminées. Dans notre ouvrage ces phénomènes sont classés schématiquement en processus indépendant afin de souligner l'importance de chacun d'eux.

§ 2. Notions générales sur les mers du globe

Les océans et les mers communiquent entre eux en formant une étendue d'eau unique qu'on appelle Océan Mondial. Au-dessus du niveau de la mer s'élèvent les continents qui peuvent être assimilés à des îles isolées. Les mers du globe se divisent en deux groupes principaux de bassins:

I. Les océans (89 % du volume total des mers):
   Pacifique,
   Atlantique,
   Indien,
   Glacial Arctique.

II. Les mers: bordières et intercontinentales.

L'*océan Pacifique* (y compris les parties contiguës des eaux arctiques) couvre environ 179 700 000 de km², ce qui constitue 49 % de la surface des mers du globe. Son volume est de 707 560 000 de km³ et sa profondeur moyenne de 4 282 m.

Le relief très compliqué du fond de l'océan Pacifique n'est pas encore suffisamment étudié. Les résultats de nombreuses années d'explorations réalisées sur le navire « Vitiaz » dans la partie occidentale de l'océan Pacifique prouvent que son fond est très accidenté.

La zone marginale de l'océan Pacifique est caractérisée par des guirlandes ou arcs insulaires qui séparent l'Océan proprement dit des mers bordières (d'Okhotsk, du Japon, etc.); ce sont des édifices orogéniques dont une grande partie est immergée et dont les faîtes portent de longues chaînes volcaniques (îles Aléoutiennes, Kouriles, Kamtchatka, Japon, etc.).

A l'Est, les arcs insulaires sont bordés par des fosses profondes dont les plus caractéristiques sont celles des Aléoutiennes (7 679 m), des Kouriles (10 542 m), du Japon (8 412 m), de Izu-Bonin (9 810 m), des Mariannes (11 034 m), d'Yap (8 527 m), de Pelew (8 138 m), de Nansen (7 507), des Philippines (10 265 m), de la Nouvelle-Bretagne (8 320 m), de Bougainville (9 140 m), des Nouvelles-Hébrides (7 570 m), de Tonga (10 882 m) et de Kermadec (10 047 m). Les versants de ces fosses forment souvent un système de gradins échelonnés.

Comme on le voit d'après la carte (fig. 126), le fond de la partie occidentale de l'océan Pacifique est accidenté de hauts reliefs en

forme de croupes qui s'allongent sur de grandes distances; leur largeur est de 200 à 300 km (parfois de 500 à 600 km) et ils atteignent jusqu'à 1 000 m de haut.

Le relief de ces croupes est heurté, articulé. Il arrive que ces montagnes émergent en formant des îles. Des fois elles servent de soubassement à des atolls. Les croupes partagent la partie du bassin examinée en un système de cuvettes dont les noms sont indiqués sur la fig. 126 qui donne une idée de la topographie du fond des mers bordières. Le relief du fond des parties centrales et orientales du Pacifique est également très accidenté; les montagnes sous-marines portent des îles volcaniques ou des récifs coraliens qui alternent avec des fosses très profondes.

L'*océan Atlantique* occupe environ 93 400 000 de km², soit près de 26 % de la surface des mers du globe. Son volume est de 323 600 000 de km³.

Sur son fond on distingue une dorsale médiane et des chaînes transversales qui sont en quelque sorte le prolongement des arcs insulaires (Canaries, Cap-Vert, etc.). La dorsale médiane et les chaînes transversales découpent des bassins fermés qui comptent plusieurs fosses profondes. La fosse la plus profonde de l'Atlantique se trouve à l'Est de l'île de Porto Rico (9 218 m, archipel des grandes Antilles).

L'*océan Indien* est beaucoup plus petit que l'Atlantique et donc que le Pacifique. Il ne s'étale que sur 76 000 000 de km².

Le fond de l'océan Indien ressemble à celui de l'Atlantique. La dorsale qui s'allonge dans sa partie centrale adopte à peu près la direction du méridien. Elle supporte les îles Maldives, Tchagos, Amsterdam et Kerguelen, les deux dernières étant les sommets de grands volcans presque submergés. La dorsale médiane s'élève à 2 ou 3 km au-dessus des secteurs attenants et divise l'océan Indien en deux parties, est et ouest, où les profondeurs atteignent 4 000-5 000 m.

Dans la partie est on trouve quelques cuvettes dont la profondeur maximale peut dépasser de 4 000 à 5 000 m et même plus. A l'intérieur de ces cuvettes se situe la fosse de Java, ravin profond et étroit qui borde le sud de l'île de Java; c'est la fosse la plus profonde de l'océan Indien avec ses 7 450 m.

Les travaux de l'Institut d'océanographie (A. Jivago, 1960) ont montré qu'un rôle important dans la formation du relief de la partie méridionale de l'océan Indien revient aux fractures de l'écorce terrestre et aux mouvements verticaux (dislocations par blocs faillés). Dans la partie est de la plate-forme continentale antarctique on a découvert une dépression profonde qui longe le littoral sur plus de 2 000 milles de la mer de Davis à la Terre Victoria (fig. 127). La profondeur maximale de cette dépression est de 1 400 (mer de Davis) et de 1 600 m (près des côtes Georges V et de la Terre Victoria), alors que la plate-forme continentale se trouve à 200-250 m de profondeur.

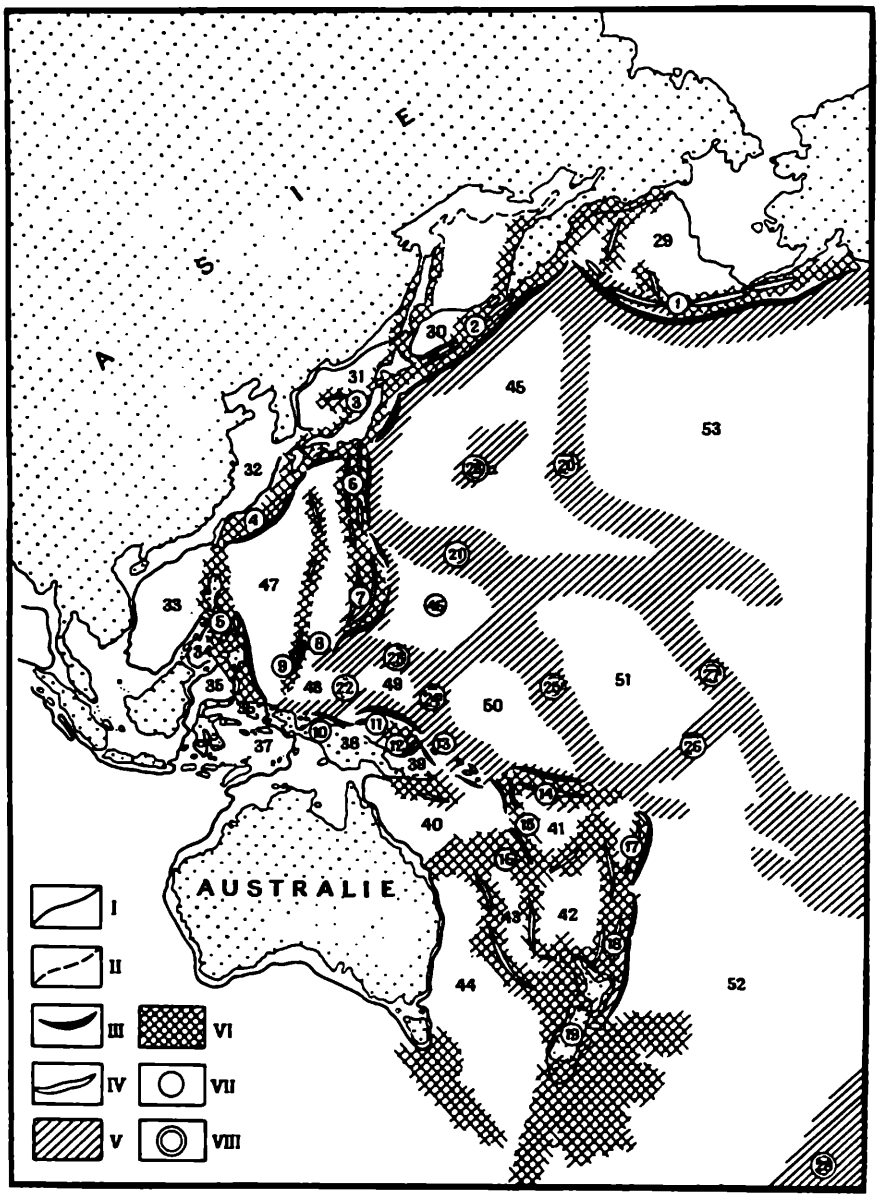
Les structures faillées sont également fréquentes dans la zone du talus continental et sur le fond de la partie méridionale de l'océan. A. Jivago y distingue trois domaines : les plaines d'accumulation marine de grandes profondeurs qui bordent le pied du talus continental, les hauts reliefs sous-marins surmontés d'édifices volcaniques et le relief volcanique de la zone profonde.

L'*océan Glacial Arctique* est beaucoup plus petit que tous les autres. Sa surface, y compris les mers bordières, est de 14 000 000 de km², soit à peu près 4% des mers du globe. Une large plate-forme continentale avec des profondeurs de 20-50 à 200 m prolonge directement le continent. L'étude de l'océan Glacial Arctique a surtout progressé ces dernières années grâce à la création par l'Union Soviétique des stations en dérive pour l'exploration permanente des diverses zones du bassin polaire. De nombreux sondages ont révélé un relief de fond très compliqué. D'après N. Bélov et N. Lapina, l'océan Arctique compte en son centre plusieurs cuvettes profondes, crêtes et hauteurs isolées. Un des éléments importants du relief du fond est la dorsale Lomonossov d'une articulation très complexe qui se dirige vers le Groenland en partant des îles de la Nouvelle Sibérie. Au-dessus de cette dorsale, la cote minimale atteint 954 m. A l'Ouest

→

Fig. 126. Esquisse du relief de fond de la partie occidentale du Pacifique (d'après Oudintsev). I — marge de la plate-forme continentale; II — marge des hauts-fonds littoraux de la mer d'Okhotsk; III — sillons profonds; IV — axes des hauts reliefs sous-marins de la zone de transition; ils sont indiqués si ces reliefs ne portent pas d'îles ou si les îles sont trop petites pour être représentées à l'échelle de la carte; V — croupes océaniques avec les chaînes ou les hauts reliefs sous-marins qu'elles portent; VI — hauts reliefs de la zone de transition (arcs insulaires); VII — arcs insulaires ou sillons qui leurs sont associés (*1—19*):

1 — des Aléoutiennes; *2* — des Kouriles-Kamtchatka; *3* — aponais; *4* — de Nansen; *5* — des Philippines; *6* — de Izu-Bonin; *7* — des Mariannes; *8* — de Yap; *9* — de Pelew; *10* — de Nouvelle-Guinée; *11* — de Mélanésie occidentale; *12* — de Nouvelle-Bretagne; *13* — des Salomon; *14* — de Mélanésie orientale; *15* — des Nouvelles-Hébrides; *16* — de Nouvelle-Calédonie; *17* — de Tonga; *18* — de Kermadec; *19* — de Nouvelle-Zélande; VIII — rides océaniques (*20 — 28*): *20* — de Hawaii; *21* — de Marcous-Wake (médio-pacifique); *22* — de Eauripique; *23* — des Carolines; *24* — de Kapingamarangi; *25* — des Marshall, Ellce et Gilbert; *26* — des Tokelau-Cook; *27* — des Line; *28* — dorsale transverse du Sud (Antarctico-Pacifique); *28/A* — plateau du Pacifique Nord-Ouest. Bassins de la zone de transition. En chiffres non entourés (*29—43*): *29* — mer de Béring; *30* — mer d'Okhotsk; *31* — mer du Japon; *32* — mer de Chine Orientale; *33* — mer de Chine du Sud; *34* — mer de Sulu; *35* — mer des Célèbes; *36* — mer de Banda; *37* — mer de Céram; *38* — bassin de Nouvelle-Guinée; *39* — mer des Salomon; *40* — mer de Corail; *41* — bassin septentrional des Fiji; *42* — bassin méridional des Fiji; *43* — bassin de Nouvelle-Calédonie; *44* — mer de Tasmanie; bassins de la cuvette océanique (*45—53*); *45* — bassin du Nord-Ouest; *46* — bassins des Mariannes; *47* — bassin des Philippines; *48* — bassin des Carolines occidentales; *49* — bassin des Carolines orientales; *50* — bassin des Marshall; *51* — bassin central; *52* — bassin du Sud-Ouest; *53* — bassin du Nord-Est


A S I E
AUSTRALIE
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII

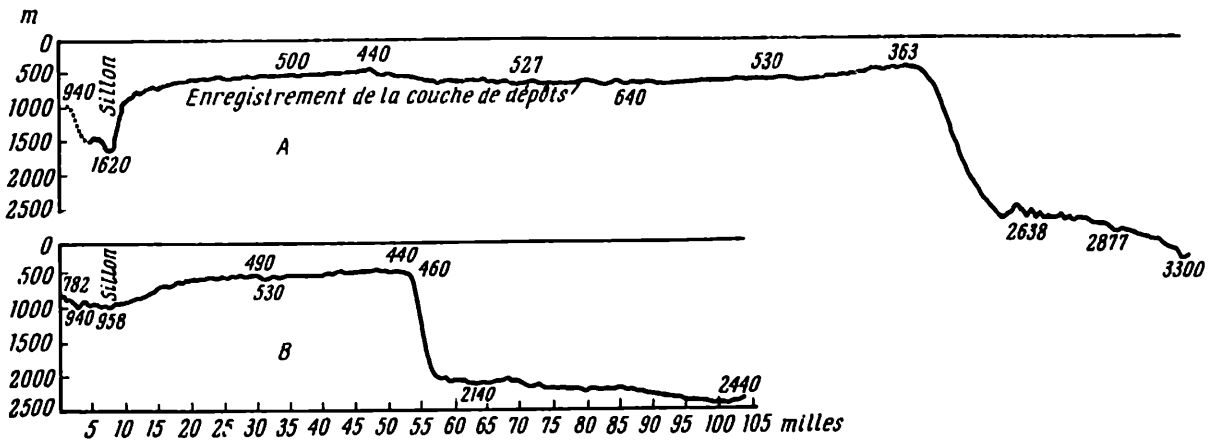


Fig. 127. Sillon, plate-forme continentale et talus continental de l'Antarctide au voisinage des côtes Georges V (*A*) et de la Terre Victoria (*B*)

la dorsale est bordée de la cuvette de Nansen d'une profondeur maximale de 5 449 m. A l'Est, vers le Pacifique, on trouve les cuvettes de Makarov et de Beaufort aux profondeurs maximales de 3 951 et 3 836 m, qui sont séparées par la dorsale Mendéléev.

Les *mers bordières* sont en communication plus ou moins étroite avec les océans dont elles sont ordinairement séparées par un chapelet d'îles ou des presqu'îles. Cette libre communication entre les eaux des mers et des océans détermine une similitude de salinité, de température et de vie organique. Les mers bordières sont également sujettes aux marées et les courants océaniques s'y font sentir. D'autre part, elles sont intimement liées aux continents qui exercent sur les mers leur influence. En guise d'exemple de mers de ce type on peut citer les mers de Béring, de Barentz, d'Okhotsk, du Japon, de Chine, des Célèbes, celle du golfe du Mexique.

D'après la forme du bassin qui les contient, N. Strakhov groupe les mers bordières en mers de cuvette (ou de fossés) et mers plates. Les premières sont caractéristiques des zones mobiles de l'écorce terrestre (géosynclinaux) et sont associées aux plissements alpins ainsi qu'aux failles le long desquelles certains secteurs se sont affaissées. Les mers de cuvette se caractérisent par une instabilité particulière du relief du fond se manifestant par des oscillations tectoniques intenses, des tremblements de terre et, parfois, un volcanisme actif (mers d'Okhotsk, du Japon, de Béring, de l'archipel de la Malaisie, de Chine du Sud).

Les mers plates ont pour origine des abaissements lents de l'écorce terrestre dans la région des aires plus stables, c'est-à-dire les plates-formes (la mer de Barentz, de Kara, etc.).

Les *mers intercontinentales* ou *continentales* s'engagent profondément dans la masse du continent en formant des bassins à demi fermés séparés de l'océan par un seuil sous-marin. L'action du continent est ici très sensible, c'est pourquoi les sédimentations de ces mers présentent un grand intérêt. La communication avec l'océan est rendue difficile, car elle ne se réalise qu'à travers des détroits resserrés et peu profonds. Tous ces facteurs impriment au régime de ces mers des caractères particuliers:

1) marées à faible amplitude;
2) température uniforme (aux profondeurs au-dessous des seuils);
3) quelquefois régime gazeux spécifique;
4) salinité variable.

Parmi les mers de ce type on range la *mer Noire* avec des profondeurs maximales allant jusqu'à 2 200 m et dont le seuil se situe au détroit du Bosphore (profondeur: 46 m); la *mer Méditerranée* où la profondeur maximale atteint 4 400 m et dont le seuil se trouve près de Gibraltar (profondeur de 320 m environ); la *mer Baltique* avec des profondeurs de l'ordre de 100 m (profondeur maximale 459 m dans la fosse de Landsort), communiquant avec la mer du Nord dar des détroits resserrés et peu profonds; la *mer Blanche* possédant

des profondeurs maximales de 300 m et un haut fond dans la partie Nord (près du Détroit) qui limite l'échange avec les eaux de la mer de Barentz.

La *Méditerranée*, la *mer Noire*, la *mer Rouge* et la *Caspienne* (mer fermée) appartiennent au groupe des mers continentales en cuvettes, car elles sont associées aux zones tectoniques instables, alors que les *mers Baltique*, *Blanche*, *d'Azov* (mer fermée) possèdent les caractéristiques des mers plates.

§ 3. Traits généraux du relief sous-marin

Les chiffres cités ci-dessus témoignent de la grande variation des profondeurs dans les océans et les mers. Dans certains bassins elles ne dépassent pas de 100 à 200 m, dans d'autres elles se maintiennent sur de très vastes étendues à des cotes variant de —4 000 à —6 000 m, et dans les limites desquelles apparaissent des fosses encore plus profondes.

Les cartes bathymétriques dont on dispose permettent de dégager dans l'Océan Mondial plusieurs régions morphologiques se disposant à des niveaux différents.

1. La *plate-forme continentale* (cote —200 m en moyenne) ; elle occupe 7,6 % de la superficie des mers du globe et borde presque tous les rivages, constituant un prolongement des terres fermes.

Sa largeur varie de quelques kilomètres dans les régions de jeunes montagnes (littoral occidental de l'Amérique ou rivage oriental de l'Afrique) à plusieurs centaines de kilomètres dans les régions attenantes aux plaines (rivage du Nord de l'Eurasie).

La profondeur de certaines mers ne dépasse pas le niveau de la plate-forme continentale : mer du Nord (de 20 à 100 m), mer Baltique, etc. Ces mers, qui ne constituent en fait que des secteurs du continent abaissé et recouvert d'eau, s'appellent *mers épicontinentales*.

2. Le *talus continental* (de —200 à —2 500 m) ; il représente environ 15 % de l'étendue des mers du globe ; sa pente moyenne est de 3,5-7,5°. Son relief est parfois très tourmenté, entaillé par des cañons profonds qui sont surtout fréquents quand le talus est proche du continent et que la plate-forme continentale est insuffisamment large.

3. Les *cuvettes océaniques* (de—2 500 à —6 000 m) occupent environ 76 % de l'étendue des mers du globe ; elles sont caractérisées par des pentes faibles (de 0°20′ à 0°40′). Par endroits, le fond des cuvettes est accidenté par de longues crêtes sous-marines.

4. Les *fosses* ou *sillons de grandes profondeurs* (au-delà de —6 000 m) se disposent surtout près des arcs insulaires et des continents. Elles occupent environ 1,2 % du fond des mers.

La courbe dite hypsographique (fig. 128) permet de se faire une idée concrète du développement respectif des profondeurs océaniques et des altitudes continentales. En ordonnées sont portées les altitudes

des continents et les profondeurs marines, et en abscisses figurent les surfaces correspondant à tel ou tel niveau hypsométrique. La

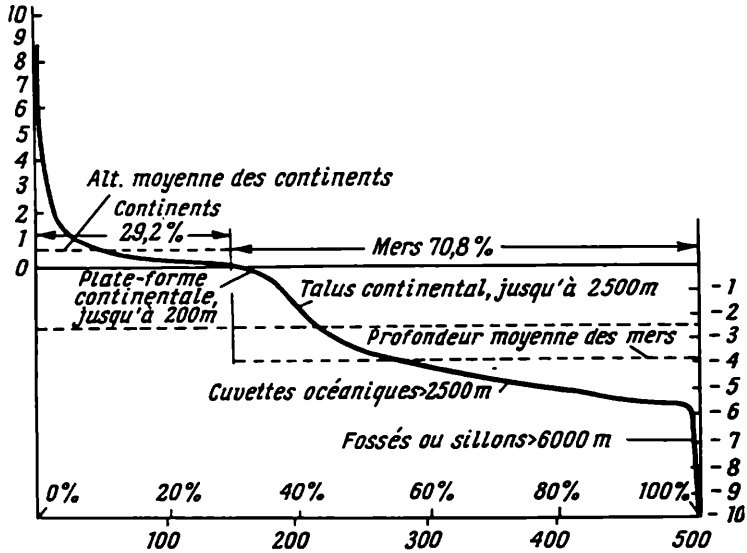


Fig. 128. Courbe hypsographique. Sur la *ligne des abscisses*: au-dessous — surface du globe terrestre en centaines de millions de kilomètres carrés; au-dessus — pourcentage de la surface des niveaux hypsographiques; sur la *ligne des ordonnées*: altitude ou profondeur en kilomètres

courbe montre que la plus grande étendue de l'océan appartient aux profondeurs dépassant 4 000 m, alors que l'essentiel des zones continentales se situe à des altitudes inférieures à 1 000 m.

§ 4. Température des eaux marines

L'eau des mers n'a pas partout la même température. Le tableau 9 donne les moyennes annuelles de température dans la couche superficielle des mers.

Tableau 9

Moyennes annuelles de température à la surface des océans

Océan	Moyenne de température, °C
Atlantique	16,9
Indien	17,0
Pacifique	19,1
Moyenne générale	17,4

La température de la surface des mers et des océans est dans la plupart des cas fonction des conditions climatiques. Les anomalies qu'on rencontre correspondent aux courants marins qui transportent l'eau de température différente. La carte des isothermes, lignes d'égales températures (fig. 129), montre que la température de l'eau est maximale près des rivages équatoriaux. Ainsi, pour le Pacifique et l'océan Indien elle est de +28°, pour l'Atlantique, de +27°.

Les isothermes dans les hémisphères Sud et Nord suivent habituellement les parallèles et ne s'en écartent que dans des conditions exceptionnelles, par exemple dans l'Atlantique sous l'influence du

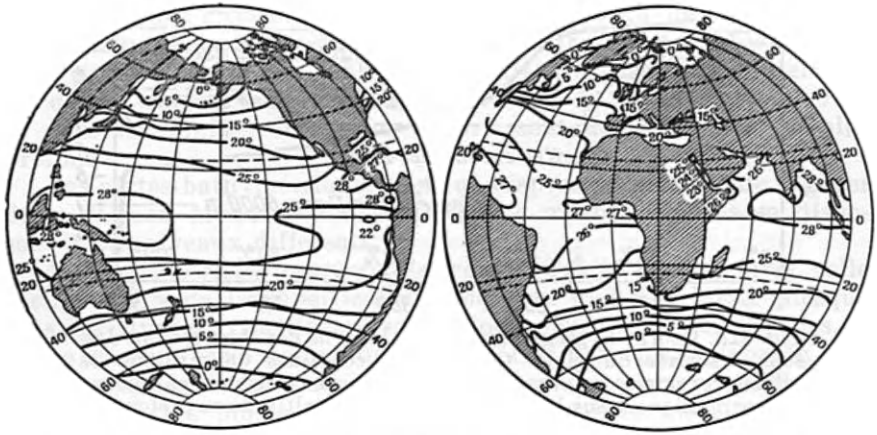


Fig. 129. Répartition annuelle de la température à la surface des océans

Gulf Stream, courant chaud très puissant. Un phénomène semblable a lieu au large du Japon où passe le courant chaud Kouro-Sivo. Lorsque des courants froids et chauds entrent en contact (ceux du Labrador et du Gulf Stream), les isothermes se resserrent fortement. La température la plus élevée de l'Océan Mondial (+45,6°) a été enregistrée dans le golfe Persique, la plus basse (environ —3°) l'a été dans l'océan Glacial Arctique.

L'échauffement des couches superficielles de l'eau océanique est surtout fonction de l'insolation ; au-dessous de la zone d'influence de celle-ci la température baisse. A 3 000 m de la surface, elle ne dépasse pas +2, +3°, alors qu'au fond elle est de —1,3 à + 3°.

La distribution des températures suivant la latitude et la profondeur est donnée par la carte des isothermobathes dressée pour l'Atlantique (fig. 130).

Une différence sensible entre la température des eaux marines à des hautes latitudes et sous les tropiques engendre la circulation et le brassage des eaux. En hiver, les couches superficielles des mers de hautes latitudes se refroidissent fortement, deviennent plus den-

ses et par suite descendent en profondeur et s'acheminent vers l'équateur ; elles assurent ainsi l'alimentation en oxygène des parties profondes des bassins océaniques (fig. 131).

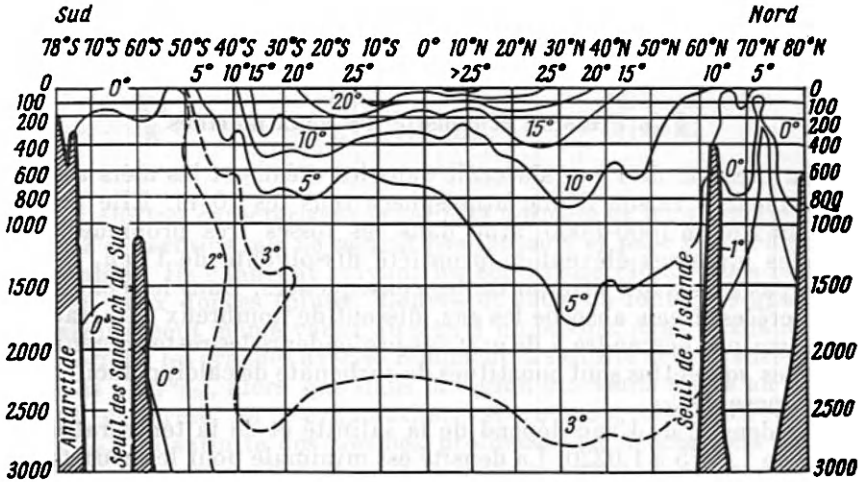


Fig. 130. Isothermobathes de l'Atlantique

Les conditions thermiques de l'océan Glacial Arctique sont très particulières et n'ont été précisées que par les travaux des expéditions au pôle Nord. La couche superficielle d'une épaisseur de 100 m (parfois

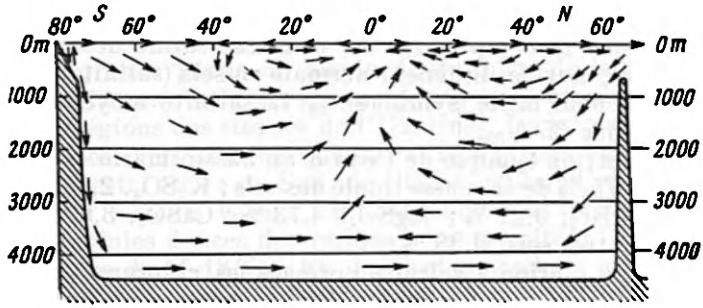


Fig. 131. Circulation des eaux dans l'Atlantique entre 70° de latitude Nord et 80° de latitude Sud

200-300 m) est constituée ici par de l'eau à faible salinité ; sa température est négative, proche du niveau de congélation de l'eau de mer salée. Au-dessous, jusqu'à 1 500 m les eaux à salinité normale

sont plus chaudes (température supérieure à 0°). Plus bas encore se disposent des eaux de nouveau plus froides, de température inférieure à 0°. La présence entre deux couches froides d'une épaisse couche d'eau chaude s'explique par l'influence du Gulf Stream dont les eaux plus salées et plus lourdes descendent sous la couche de surface du bassin polaire aux eaux plus douces.

§ 5. Pression et densité des eaux marines

La pression de l'eau s'accroît dans les océans et les mers avec la profondeur à raison d'une atmosphère tous les 10 m. Elle atteint son maximum (800-1 000 atm) dans les fosses très profondes. Les grandes pressions élèvent la propriété dissolvante de l'eau, ce qui n'est pas sans avoir d'importantes conséquences. Dans les conditions ainsi créées, l'eau absorbe les gaz, dissout de nombreux minéraux et ne laisse pas descendre à de grandes profondeurs les restes organiques dont les squelettes sont constitués de carbonate de calcium facilement décomposable.

La densité de l'eau dépend de la salinité et de la température et varie de 1,0275 à 1,0220. La densité est minimale pour les eaux tropicales, elle est, au contraire, maximale dans la zone des vents alizés où l'évaporation est très intense. Dans les couches profondes, la densité est uniquement fonction de la salinité.

§ 6. Composition chimique des eaux marines

Toutes les eaux naturelles contiennent des sels minéraux en solution. Les eaux des mers et des océans recèlent presque tous les éléments chimiques connus, mais seul un petit nombre d'entre eux importent dans la composition de la masse saline des mers.

Dans l'eau marine, la teneur normale en sels (salinité) est de 35 g par litre ; en pour mille (symbole $^0/_{00}$) la salinité moyenne de l'eau marine est donc 35 $^0/_{00}$.

La composition typique de l'eau d'un bassin marin est la suivante : NaCl, 77,75 % de la masse totale des sels ; K_2SO_4, 2,46 % ; $MgCl_2$, 10,87 % ; $MgBr_2$, 0,21 % ; $MgSO_4$, 4,73 % ; $CaSO_4$, 3,60 % ; $CaCO_3$ et traces d'autres sels, 0,38 %.

Dans l'eau marine à salinité normale les chlorures prédominent en atteignant $>$ 88 % de la masse globale des sels ; ensuite viennent les sulfures : $>$ 10 % ; puis une quantité relativement faible de carbonates et des traces infimes d'autres combinaisons et éléments en solution.

La théorie de la dissociation en ions (anions et cations) des sels d'une solution permet également d'exprimer en ions la salinité de l'eau marine. La teneur en ions varie de la façon suivante (d'après V. Vernadski) :

Tableau 10

Ions	Teneur dans les eaux des mers, en %	Ions	Teneur dans les eaux des mers, en %
$Na^{\cdot}$	31,2-30,2	Cl'	56,0-54,6
$Mg^{\cdot\cdot}$	4,0-3,4	$SO_4^{\cdot\cdot}$	8,0-7,5
$Ca^{\cdot\cdot}$	1,7-0,9	$CO_3^{\cdot\cdot}$	0,27-0,01
$K^{\cdot}$	2,1-0,64	Br'	0,19-0,13

Ces chiffres caractérisant la salinité normale et les rapports entre les ions et certains sels ne restent pas toujours et pour toutes les mers invariables. Ils changent suivant les conditions climatiques et l'apport en eaux douces (pluies, fleuves et eaux de fonte des glaciers). La salinité peut même varier au sein d'un bassin. Ainsi, dans la zone équatoriale, les grandes averses réduisent la salinité des couches superficielles à 34 ‰, alors que dans la région des vents alizés au climat chaud et aride où l'évaporation est intense, elle s'élève à 37-37,9 ‰. La salinité des couches profondes de l'océan est voisine de l'indice moyen (35 ‰).

L'action du climat sur la salinité est encore plus accusée dans les mers intercontinentales ou méditerranéennes. Ainsi, dans la mer Rouge, qui se trouve dans une zone de climat aride et chaud et est entourée de déserts, la salinité atteint 41 à 43 ‰. La Méditerranée possède également une salinité plus élevée que la normale. Dans sa partie est la concentration des sels dissous s'élève à 39 ‰, et à 37 ‰ à l'Ouest.

Quand l'apport des eaux fluviales est important, comme dans les mers des zones de climat humide (mers Noire, d'Azov, Baltique, etc.), la salinité diminue sensiblement.

La plus grande partie du bassin de drainage de la mer Noire se trouve dans la zone humide, et une petite partie seulement dans la zone aride (régions des steppes de l'Ukraine). De la plate-forme Russe sont drainées vers la mer Noire les eaux de grands fleuves de plaine (Dniepr, Dniestr, etc.) ; du Sud, de l'Ouest et de l'Est la mer reçoit de nombreux torrents venant des montagnes. Le climat et l'apport des eaux fluviales douces déterminent une salinité à la surface de la mer de l'ordre de 17-18 ‰. En profondeur celle-ci atteint 20 ‰ à 100 m et 22,6 ‰ près du fond. Cette stratification est la conséquence du relief du fond de la mer Noire et de l'apport, par le détroit du Bosphore, des eaux salées et lourdes de la Méditerranée.

Les eaux de la mer d'Azov sont caractérisées par une très faible salinité due à l'apport du Don, du Kouban et d'autres fleuves ; elle varie ici de 11 à 14 ‰, diminuant sensiblement à mesure qu'on s'approche de l'estuaire du Don.

L'eau de la mer Baltique est très dessalée. La salinité s'y répartit en couches, comme dans la mer Noire. L'eau à salinité relativement élevée est apportée par les détroits du Danemark, et étant plus lourde, elle est entraînée vers les couches inférieures ; quant à la couche superficielle, elle est plus douce du fait de l'apport de nombreux fleuves se jetant dans la Baltique. Près des détroits, la salinité à la surface est de 20 ‰, au fond, de 30 ‰. A mesure qu'on se déplace vers l'Est, elle diminue jusqu'à 6-8 ‰ à la surface de la partie centrale de la mer, jusqu'à 5-4 ‰ dans la partie occidentale du golfe de Finlande et même 2 ‰ à l'embouchure de la Néva.

Le bassin fermé de la Caspienne présente un intérêt particulier ; il se trouve dans une région au climat chaud et aride mais reçoit un volume d'eau considérable recueilli sur l'aire de drainage très vaste de la Volga, du Térek, de l'Oural et d'autres fleuves. C'est pourquoi la salinité à la surface de la Caspienne varie sensiblement. Près de l'embouchure de la Volga, elle est inférieure à 5 ‰, mais elle s'élève rapidement jusqu'à 12,6 ‰ au centre et au sud de la mer. Dans la partie est du centre et du sud de la Caspienne, la salinité est de 13-14 ‰, ce qui s'explique par l'absence de fleuves et un climat sec et chaud, provoquant une évaporation intense et l'élévation de la concentration des sels dans l'eau.

En profondeur, la salinité s'accroît mais faiblement. Ainsi, au centre de la Caspienne elle est à la surface de 12,6 ‰ et de 12,8 ‰ près du fond ; dans la partie méridionale, de 12,6 et de 12,9 ‰.

Les anomalies dans la salinité qu'on observe dans les mers Noire, Baltique, Caspienne, etc., s'accompagnent de certaines modifications dans la composition des sels.

Les eaux de la mer Noire ont une composition proche de celles de l'océan. Elles s'en distinguent surtout par un enrichissement notable en carbonate de calcium qui domine dans les eaux fluviales douces (environ 80 % du total des sels).

L'eau de la Caspienne diffère sensiblement de celle des océans. Sa teneur en chlorures diminue ; au contraire, les teneurs en carbonates et en sulfures de calcium et de magnésium augmentent. D'après S. Brouïévitch, le $CaCO_3$ apporté par les eaux fluviales provoque une sursaturation des eaux de la Caspienne qui se résoud par la précipitation chimique de la calcite.

§ 7. Gaz dans les eaux marines

Outre divers sels, l'eau marine dissout certains gaz : azote, oxygène et gaz carbonique. La teneur en divers gaz dans l'eau diffère. Le rapport de l'oxygène et de l'azote dans l'air et dans l'eau en témoignent : dans l'air il est de 1 : 4, dans l'eau (à + 1,5°), d'environ 1 : 2. On voit donc que l'eau absorbe davantage d'oxygène que d'azote. L'oxygène et l'anhydride carbonique sont les gaz les plus importants du point de vue géologique, car ils sont chimiquement

actifs et jouent un grand rôle dans la sédimentation au fond des bassins marins et dans la transformation ultérieure des dépôts.

L'oxygène est fourni à l'eau de mer par l'atmosphère et par photosynthèse des plantes marines (surtout du phytoplancton). L'oxygène est utilisé par les animaux marins qui le respirent et pour l'oxydation de diverses substances. La teneur absolue de l'oxygène dans un litre d'eau est variable. Ainsi, à 0° et pour une salinité normale un litre d'eau est saturé par 8,04 cm³ d'oxygène ; à 10°, par 6,41 cm³; à

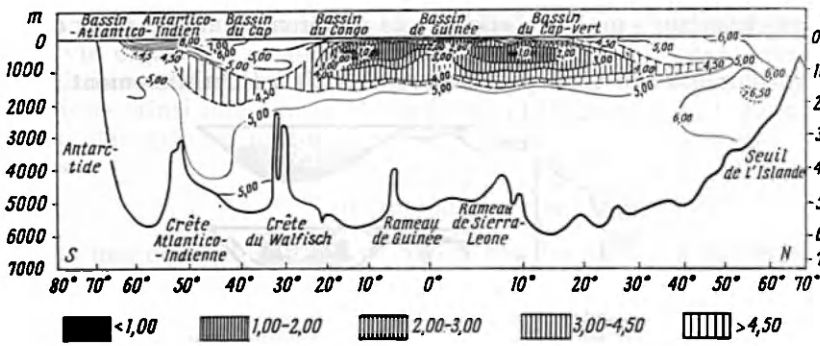


Fig. 132. Répartition de l'oxygène (en cm³/l) dans la partie orientale de l'Atlantique entre 80° de latitude Sud et 65° de latitude Nord en suivant une ligne à peu près parallèle aux côtes orientales de l'océan

20° par 5,35 cm³. Donc, la solubilité du gaz dépend de la température. Si elle s'élève (pression et salinité restant invariables), il se forme un excédent d'oxygène qui peut se dégager dans l'atmosphère.

Il s'établit ainsi un lien permanent et une interaction entre l'atmosphère et l'hydrosphère. Au printemps et en été, quand la température de l'eau s'élève, les océans apportent de l'oxygène à l'atmosphère ; en automne et en hiver, ils en absorbent. La libération de l'oxygène de photosynthèse par les plantes ne se produit que dans les couches supérieures jusqu'au niveau de pénétration de la lumière. Dans certains bassins où le développement du phytoplancton est intense, la teneur en oxygène augmente fortement.

L'oxygène étant fourni aux mers par l'air ou par photosynthèse, il est naturel de supposer qu'il est surtout concentré à des profondeurs relativement faibles. Pourtant, on est parfois en présence d'une situation inverse (fig. 132), du fait surtout de l'action des courants et de la circulation verticale de l'eau (courants de convection).

L'eau de mer est très riche en *gaz carbonique* qu'elle reçoit par l'atmosphère, les eaux fluviales, l'activité vitale des animaux marins, les éruptions volcaniques.

Le gaz carbonique de l'eau de mer se présente soit à l'état libre, soit sous forme de combinaisons chimiques (carbonates et bicarbona-

tes). Généralement, la teneur globale en CO_2 à 10-15° est d'environ 45 mg/l, dont seulement 0,5 cm³ est à l'état libre. La solubilité de CO_2 comme celle de l'oxygène s'élève à mesure que la température baisse : à 3,5° elle est de 53,31 mg/l ; à 10-15°, environ 45 mg/l ; à 25-28°, 35,8 mg/l. Il en résulte une sous-saturation des eaux froides de l'Arctique, alors que les eaux de la zone équatoriale sont sursaturées, ce qui a pour conséquence une accumulation accélérée de $CaCO_3$ dans les mers chaudes à des faibles profondeurs, alors qu'elle est très lente à de grandes profondeurs. L'assimilation des carbonates par les organismes marins s'effectue de préférence dans les eaux chaudes.

Une circulation verticale intense aboutit à l'établissement dans

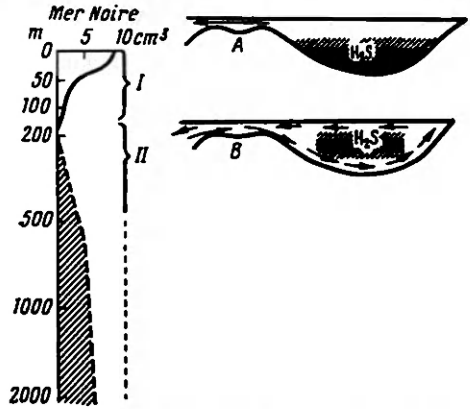


Fig. 133. Contamination de la mer Noire et des fjords norvégiens par l'hydrogène sulfuré (d'après Strakhov) : I — zone d'oxygène ; II — zone d'hydrogène sulfuré ; *A*, *B* — types de régimes gazeux des fjords norvégiens (*A* — à courant de décharge ; *B* — à courant de décharge et de retour)

tous les océans d'un régime gazeux semblable caractérisé par une teneur en oxygène suffisante, une déficience en anhydride carbonique et une absence d'hydrogène sulfuré.

Les conditions qui règnent dans les mers intercontinentales sont toutes autres, car ces mers ne communiquent avec les océans que par l'intermédiaire de couloirs étroits et elles sont des bassins en voie de dessalement. La mer Noire en est un exemple probant (fig. 133). Son régime, la répartition des sels et des gaz ainsi que les conditions de la sédimentation ont été étudiés et décrits par A. Arkhanguelski et N. Strakhov. Nous avons déjà noté l'existence dans la mer Noire d'une stratification verticale de la salinité. Ce phénomène affaiblit fortement la circulation verticale. L'eau dessalée et, par suite, plus légère des couches supérieures ne descend presque pas en profondeur durant le refroidissement d'hiver et ne provoque pas par consé-

quent le brassage des eaux. Une couche de 175 m seulement est touchée par la circulation verticale, soit 15 % de la masse d'eau globale. C'est pourquoi le régime gazeux ordinaire est ici perturbé. La teneur en oxygène est normale jusqu'à 40-50 m, puis elle tombe sensiblement et à 150 m atteint environ 15 % de la norme ordinaire. Le manque d'oxygène dans les couches profondes provoque des processus de réduction et, notamment, la réduction des sulfures par les bactéries désulfurisantes avec formation d'hydrogène sulfuré. La contamination par l'hydrogène sulfuré est surtout importante près du fond où la teneur en H_2S est de 5-6 cm^3/l. Un tel régime détermine une vie organique et une sédimentation de fond particulières. Des conditions analogues existent dans les cuvettes profondes de la mer Baltique, ainsi que dans certains fjords norvégiens dont le fond comporte des sillons profonds remplis d'eau salée recouverte d'eau douce.

§ 8. Vie organique des mers

La mer constitue un milieu habité par des animaux et des plantes variés dont le développement et la répartition dépendent de nombreux facteurs: température de l'eau, salinité, circulation dans le bassin, pression, pénétration de la lumière, relief du fond, etc.

Les organismes marins peuvent être subdivisés en trois grands groupes: benthos, plancton et necton.

Le *benthos* est formé d'organismes rampants ou fixes qui vivent sur le fond surtout sur la plate-forme continentale où ils sont très nombreux. Le benthos comprend des organismes végétaux et animaux. Parmi les plantes dominent les algues qui se fixent ordinairement dans les zones littorales (jusqu'à des profondeurs de 40 à 50 m) sur un faciès rocheux. C'est également là que grouillent des légions d'animaux benthiques (Vers, Eponges, Echinodermes, Crustacés, Mollusques à coquille épaisse, Polypes, etc.). Cette richesse de vie est conditionnée par celle de la nourriture végétale. Avec la profondeur la faune du benthos devient de plus en plus pauvre, les organismes s'adaptent de plus en plus à la vie sur un fond vaseux (les pattes s'allongent, le corps s'aplatit de manière à répartir régulièrement la pression de son poids sur le sol, etc.).

Le *plancton* comprend les animaux marins unicellulaires, Foraminifères et Radiolaires (bethyplancton) et les plantes, Diatomées et autres (phytoplancton) qui tous n'ont pas d'organes de locomotion et ne sont déplacés que par des courants ou des vagues agitant l'eau marine.

On assimile à ce groupe certains mollusques flottant passivement, en particulier les Ptéropodes (du grec πτερον — aile, πους — pied). Le plancton tant animal que végétal abonde surtout dans les couches superficielles des mers.

Avec la profondeur, le phytoplancton se raréfie et disparaît complètement vers 200 m, le bethyplancton uniquement animal pouvant

se rencontrer à de plus grandes profondeurs. La mer des Sargasses fournit l'exemple d'une énorme concentration de phytoplancton.

Le *necton*. On rassemble dans ce groupe tous les animaux qui se déplacent librement. Ce sont les poissons qui constituent la partie du necton la plus riche en espèces. Certains d'entre eux vivent dans les eaux littorales alors que d'autres évoluent en haute mer.

L'accumulation marine est pour une grande part redevable aux organismes du benthos et du plancton.

§ 9. Mouvements des mers

Les mouvements de l'eau marine sont très variés. On peut en dégager plusieurs types:

1) mouvements engendrés par le vent;

2) courants de marée conditionnés par l'attraction lunaire et solaire;

3) grands courants marins ou océaniques;

4) lents déplacements circulatoires de masses d'eau des hautes latitudes vers l'équateur et vice versa;

5) courants de décharges entre deux bassins de salinité et de densité différentes.

Examinons les trois premiers types, les mouvements circulatoires et les courants de décharges ayant déjà été étudiés.

Mouvements engendrés par les vents. L'action exercée par le vent sur la surface de l'eau entraîne le déplacement des particules de celle-ci dans un plan vertical, en suivant des trajectoires fermées ou presque, parallèles à la direction du vent. Le déplacement horizontal est pratiquement nul. Le mouvement apparent résulte de déformations de la surface qui ne s'accompagne pas de translation de masses d'eau. L'irrégularité du flux d'air provoque à la surface des grandes vagues l'apparition de vagues secondaires. L'interférence des oscillations crée à chaque instant tout un système de vagues des plus grandes aux plus petites. Ces oscillations se présentent sous forme d'une alternance de crêtes et de creux. Les vagues sont caractérisées par:

1) la longueur d'onde, distance entre deux crêtes ou deux creux voisins;

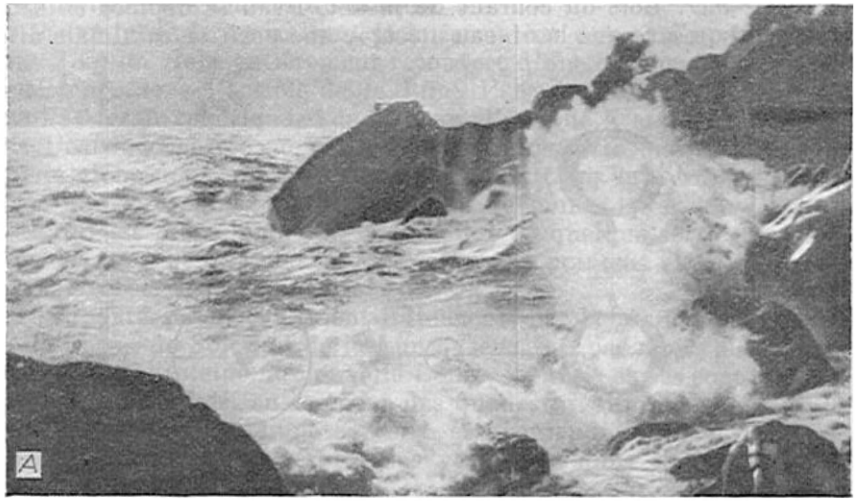
2) la hauteur, différence de niveau entre une crête et un creux;

3) la période, temps nécessaire à la vague pour parcourir une distance égale à sa longueur d'onde. La hauteur de la vague est fonction de la force du vent et est en rapport avec sa longueur d'onde.

Ainsi, d'après les données de V. Zenkovitch, si la vitesse du vent est de 5,3-7,4 m/s, la hauteur moyenne des vagues est de 2,1 m; quand la vitesse atteint 21,6-25,1 m/s, la hauteur s'élève à 10,2 m, la longueur moyenne des vagues passant de 51,0 à 195,0 m.

Les vagues peuvent se propager au-delà des limites de l'action du vent et former alors les vagues libres ou la houle.

Aux approches de la côte, la profondeur du fond entrant en jeu, les vagues sont freinées, leur longueur diminue et leur hauteur s'accroît. En déferlant sur le rivage elles forment le ressac (fig. 134).



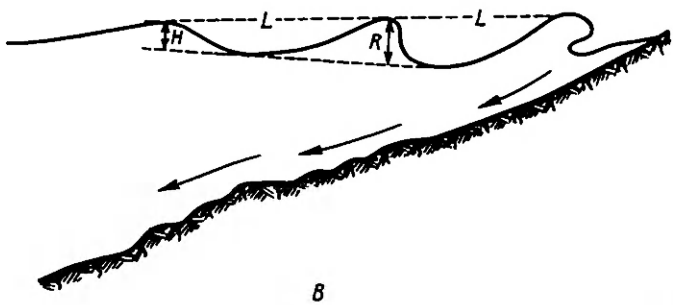


Fig. 134. *A*. Vagues de ressac. *B*. Schéma de la formation du ressac et du courant de retour de vague

Les grands mouvements de vagues n'ont lieu que dans les couches supérieures, mais ils sont aussi sensibles en profondeur. Dans les mers continentales leur poussée se ressent jusqu'à 50-100 m, dans les océans jusqu'à 150-200 m et même plus. Ainsi, on a vu près des côtes écossaises des tempêtes dont les vagues ont soulevé le sable fin d'un fond de 400 m. Le mouvement de l'eau au fond de la mer influe considérablement sur l'accumulation des dépôts qui sont ainsi déplacés et remaniés.

Courants de marée. On appelle ainsi les variations périodiques du niveau de la mer engendrées par l'attraction combinée de la Lune et du Soleil. Lors du courant de flot le niveau de la mer s'élève progressivement jusqu'à une hauteur maximale qu'on appelle *haute* ou *pleine mer*. Lors du courant de jusant, l'eau se déplace en sens inverse jusqu'à ce que le niveau atteigne une position minimale dite *basse mer*.

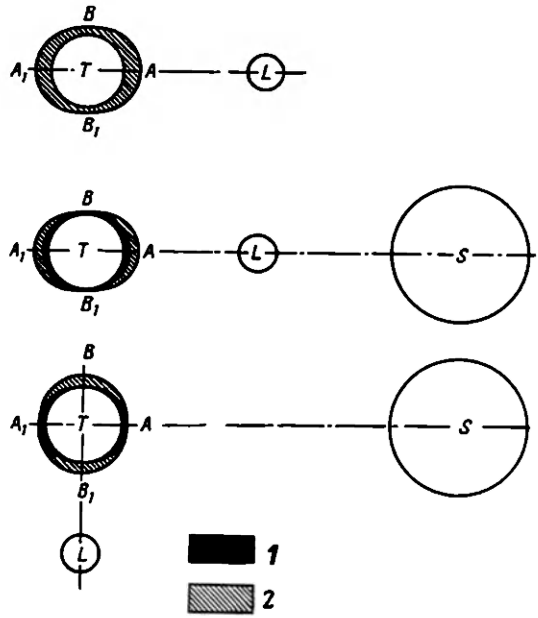


Fig. 135. Formation des courants de marées (flot et jusants) : *1* — marée solaire ; *2* — marée lunaire ; *S* — Soleil ; *T* — Terre ; *L* — Lune

La hauteur de la marée (amplitude) est déterminée par la différence des niveaux de la pleine mer et de la basse mer. Près des îles océaniques, elle est de quelques mètres ; dans certaines mers peu profondes, surtout dans les chenaux marins et les détroits communiquant avec l'océan, elle atteint de 9 à 18 m.

Ces mouvements sont dus surtout à l'action de la Lune et, de manière moindre, à celle du Soleil. D'après la période des oscillations on distingue les marées semi-diurnes et diurnes.

Les *marées semi-diurnes* les plus fréquentes dans l'Atlantique se produisent deux fois par jour lunaire.

Les *marées diurnes* qui sont répandues dans la partie septentrionale du Pacifique et dans l'océan Indien ont lieu une fois par jour.

La régularité des courants de marée peut être perturbée par les variations de la déclinaison de la Lune et du Soleil, de la distance de la Terre du Soleil et à la Lune et de leur position réciproque par rapport à la Terre. La combinaison de ces phénomènes peut amener l'apparition des marées dit mixtes.

Examinons le mécanisme de la formation des marées. Imaginons (fig. 135) un globe entièrement recouvert d'une couche d'eau d'égale épaisseur. Sous l'action de la Lune l'enveloppe liquide du globe perd sa forme sphérique et devient un ellipsoïde, l'attraction que subit l'eau concentrée au point A étant plus forte que celle exercée sur le globe dont le centre est au point T. Mais la Terre est attirée avec une force plus grande que l'eau au point A_1. Ainsi, l'eau du côté qui est plus éloigné de la Lune est en quelque sorte en retard. Aux points B et B_1 l'eau est attirée vers les points A et A_1 justement où l'on observe les marées.

Les marées sont également influencées par la position réciproque de la Terre, du Soleil et de la Lune. Deux fois par mois, au moment de la syzygie (pleine ou nouvelle Lune), les trois astres sont en ligne et deux autres fois, au moment des quadratures (premier et dernier quartiers) la droite Lune — Terre est perpendiculaire à la droite Terre — Soleil. Il en résulte des variations dans l'amplitude des marées.

Courants marins. Il existe dans les océans des courants marins constants qui déplacent des masses d'eau énormes à des distances très grandes. Ils sont produits par des causes diverses. Les principaux courants sont engendrés par un ensemble de phénomènes : vents persistants qui soufflent toujours dans la même direction (alizés, moussons), mouvements d'écoulement qui proviennent de la différence de pression atmosphérique dans diverses parties de l'océan, différence de densité des eaux qui dépend de la température, de la salinité et d'autres facteurs. L'exemple classique nous est fourni par le Gulf Stream, puissant courant chaud de la partie septentrionale de l'Atlantique dont le prolongement dans l'océan Glacial Arctique porte le nom de courant Nord-Atlantique. Les vents du Nord et du Nord-Ouest qui soufflent sur les côtes orientales des continents de l'hemisphère boréal produisent des courants froids qui se déplacent vers le Sud : courants du Groenland et du Labrador, dans l'Atlantique, courant de Californie, dans le Pacifique, etc.

Les courants marins jouent un grand rôle dans le processus de sédimentation. Ils influent sur la répartition des températures dans les bassins marins et, par suite, sur la distribution du plancton et du benthos qui contribuent beaucoup à la formation des dépôts dans les mers et océans.

Parfois, les courants marins sont à l'origine des turbulences qui rendent plus grossiers les dépôts du talus continental, c'est-à-dire à un niveau ordinairement inaccessible à l'agitation produite par le vent.

§ 10. Travail destructeur de la mer

Le travail destructeur de la mer est lié aux mouvements de l'eau marine. Les *vagues* engendrées par des vents puissants importent surtout sous ce rapport, le rôle des *marées* étant moindre. Quand il n'y a pas de vent, la mer est à l'état dit de calme plat, et ce n'est qu'en bordure de la plage qu'on observe un léger déferlement de toutes petites vagues. Il en est tout autrement par temps de tempête : des vagues énormes apparaissent et, se suivant l'une l'autre, se projettent violemment sur la côte qu'elles usent intensément (fig. 134, *A*). Le rivage recule sous la poussée de la mer qui l'entaille.

V. Zenkovitch, savant soviétique connu, spécialiste de la morphologie et de la dynamique littorale distingue deux types de côtes à évolutions différentes : *côte abrupte* ou *accore* au voisinage de laquelle le fond à pente raide assure l'évacuation de la plupart des débris jusqu'au talus continental ; *côte plate* à pente douce où la plupart des débris se déplacent vers le rivage.

Evolution des côtes abruptes ou accores. L'activité destructrice de la mer se manifeste surtout près des côtes abruptes à falaises. Les vagues de tempêtes déferlant avec violence sur la paroi abrupte projettent en hauteur des embruns jusqu'à des dizaines de mètres. Parfois, sur les côtes océaniques ces embruns s'élèvent jusqu'à 60 m. L'attaque ou l'impact des vagues peut être très violente. Les mesures effectuées sur le littoral de l'Atlantique ont donné les chiffres suivants : sur les côtes de l'Amérique, jusqu'à 30 t/m², sur les côtes occidentale et septentrionale de l'Ecosse, jusqu'à 38 t/m² durant la tempête et 3 t/m² en été par temps calme. Sur la côte orientale de l'Angleterre, à Bel-Rocque on a enregistré des impacts de 14,7 t/m². En U.R.S.S., les vagues déferlantes sont particulièrement fortes sur le littoral de la mer Noire, et notamment près des côtes caucasiennes où les tempêtes venues de l'Ouest sont fréquentes.

Les vagues de tempêtes, si elles attaquent continuellement et avec violence, sont capables d'user les roches les plus résistantes et même de détruire les ouvrages édifiés par l'homme sur le rivage. On a observé des cas où des installations portuaires et des quais ont été détruits par des déferlements de vagues. Ainsi, dans le golfe de Vica en Ecosse (mer du Nord), un bloc rocheux pesant 1 370 t se trouvant sur le rivage a été déplacé durant une violente tempête à plus de 10 m. En 1890, à Poti, deux lourds brise-lames furent jetés à la mer bien que chacun d'eux pesait 40 t.

La destruction des côtes par la mer résulte des coups de bélier des vagues contre les parois sur lesquelles elles s'abattent, des coups portés par les débris de roche transportés par les grandes vagues et de l'action chimique de l'eau.

Ce travail de destruction s'appelle *abrasion marine* (du latin *abradere* — enlever par raclage). Pendant les tempêtes, les coups de bélier des vagues sur une côte rocheuse et abrupte sont les plus impor-

tants à la base de celle-ci. La désagrégation est particulièrement rapide là où elle est favorisée par les diaclases. L'eau, en pénétrant dans toutes les fissures, les élargit et comprime l'air contenu dans les interstices des roches. Quand la vague se retire, l'air comprimé se dilate avec une force rappelant une explosion, causant des destructions supplémentaires dans les secteurs attenants aux joints. Quand les conditions sont favorables, l'air sort par les fissures d'où il balaie tous les matériaux fins. Parfois, il expulse en même temps l'eau contenue dans la roche. L'action des vagues est moins efficace sur les roches compactes et lisses. Quand la côte est irrégulière et présente des saillants, l'érosion marine est plus rapide, ces pointes étant attaquées et progressivement entaillées par les vagues déferlantes.

L'action destructrice des vagues est considérablement renforcée lorsqu'elles contiennent des débris de roche. Les vagues en déferlant sur la côte se chargent de cailloux, de galets et les projettent avec force contre les rochers qu'elles fragmentent.

L'impact des vagues et des débris de roche conduit à la formation d'une entaille à la base de la paroi de l'abrupt rocheux. Le processus d'érosion s'accentue progressivement, du fait de la concentration des chocs et de l'augmentation du volume des matériaux détritiques. Bientôt, une *encoche de sapement* apparaît surplombée par une corniche (fig. 136). Les vagues poursuivant leur travail de sape, l'encoche s'agrandit jusqu'à ce que les roches en surplomb s'écroulent. Après cet éboulement, la côte se présente à nouveau sous forme d'une *falaise abrupte*.

Dans des roches de composition et de consistance hétérogènes la répétition de ce phénomène aboutit à la formation d'encoches étagées.

Ainsi, la falaise recule vers la terre ferme en dégageant une *plate-forme d'abrasion* sous-marine présentant une pente douce vers la mer.

Entre la plate-forme d'abrasion et la falaise apparaît une bande étroite recouverte de gravier, de galets et de gros blocs appelée *plage*. Pendant l'évolution du profil littoral cette plage se modifie et s'élargit. En période des marées ou des tempêtes elle est inondée.

La décomposition chimique par l'eau ne se manifeste que là où la côte est constituée de roches solubles comme les calcaires, dolomies, etc., qui sont dissoutes par le CO_2 et les divers sels que contient l'eau de mer. Il se forme ainsi à la base des abrupts des grottes karstiques, des cannelures, etc. Dans les parties supérieures, là où l'eau n'arrive que sous forme d'embruns, la surface des calcaires prend un aspect alvéolaire.

La plate-forme d'abrasion peut être parfois entièrement rocheuse mais elle porte par endroits un placage de débris divers dont le déplacement continu par les vagues provoque une corrasion de la surface de la plate-forme d'abrasion et un abaissement de son niveau. Parfois, les débris sont animés d'un mouvement tourbillonnaire

qui conditionne le creusement dans la paroi verticale ainsi que dans la plate-forme d'abrasion en pente, de cavités, trous et autres excavations rappelant les marmites de géants formées par les chutes d'eau. Les blocs de roche et les galets accumulés dans ces cavités effectuent un travail de forage. V. Zenkovitch signale des marmites semblables sur le littoral de Mourmansk, A. Dzens-Litovski en a repéré sur le rivage calcaire de la presqu'île Tarkhankout. Les débris de roche qui sont constamment en mouvement s'usent, se fragmentent, s'arrondissent et se transforment en galets puis en sable et parfois en matériau

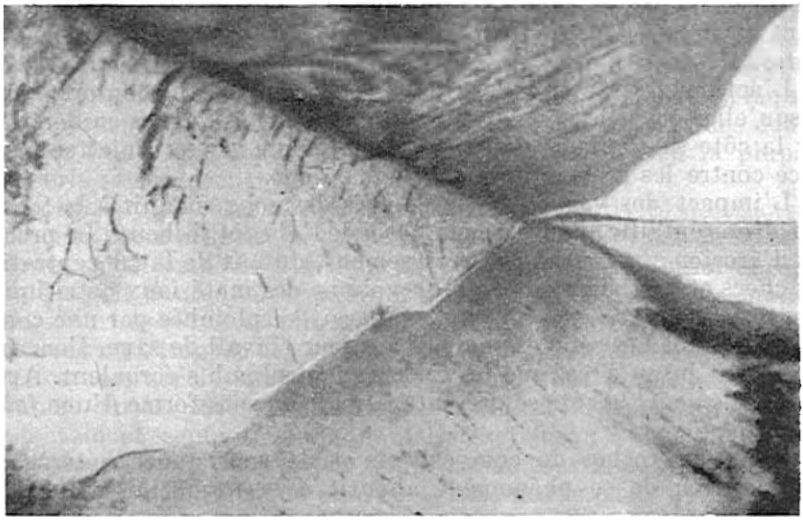


Fig. 136. Encoche de sapement

d'une granulométrie encore plus fine. C'est ce mouvement et le frottement continus qui donnent aux galets des côtes marines leurs formes arrondies si caractéristiques (fig. 137).

Si les conditions sont favorables, une partie des matériaux est déplacée au-delà de la plate-forme d'abrasion et déposée en forme de talus sous-marin qui progresse continuellement. C'est déjà l'ébauche d'une terrasse d'accumulation (terrasse construite) en pente douce, prolongeant la plate-forme d'abrasion.

La fig. 138 représente les divers stades de l'évolution d'une côte accore travaillée par l'érosion marine.

Le recul de la côte n'est pas un phénomène infini, à mesure que la zone littorale (plate-forme d'abrasion et terrasse construite) s'élargit, l'énergie des vagues s'attaquant au pied de l'abrupt en régression diminue. Cette énergie est dépensée à surmonter le frottement, à déplacer et à roder des matériaux, etc. Enfin, vient le moment

quand les vagues perdent presque toute leur énergie sur les hauts fonds et, à l'approche du rivage, elles sont incapables d'effectuer une abrasion notable. Une reprise de l'érosion marine peut avoir

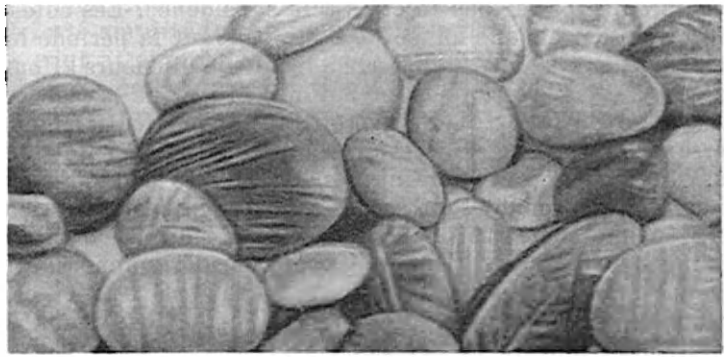


Fig. 137. Galets des côtes marines

lieu dans le cas d'un abaissement de la plate-forme d'abrasion et de la terrasse construite, c'est-à-dire après une modification de la pente sous l'action de mouvements affectant l'écorce terrestre.

La largeur de la plate-forme d'abrasion varie. Parfois, elle atteint plusieurs centaines de mètres, quelquefois elle s'étale sur des kilomètres. Elle est très large (50 km) près des côtes rocheuses de l'Ouest

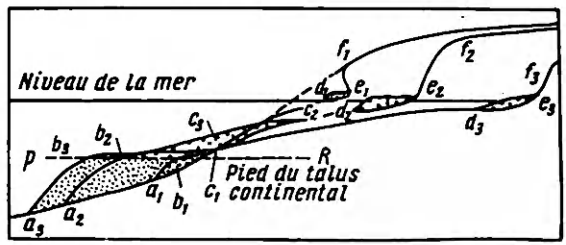


Fig. 138. Evolution du profil d'une côte abrupte (d'après V. Zenkovitch):
C_1f_1; C_2f_2; C_3f_3 — positions successives du rivage en régression attaqué par l'abrasion; d_1c_1; d_2c_2; d_3c_3 — terrasses d'abrasion correspondant aux stades de l'évolution du profil littoral; a_1, b_1, c_1; a_2, b_2, c_2; a_3, b_3, c_3 — stades de la terrasse d'accumulation sous-marine

et du Nord-Ouest de la Norvège où on l'appelle « strandflatt » (plate-forme submergée). Le relèvement très lent de la région à l'époque post-glaciaire a conditionné l'émergement de la plus grande partie de cette plate-forme au-dessus du niveau de la mer; sa surface est parsemée de reliefs résiduels, témoins de l'ancienne zone littorale.

La rapidité de démolition des falaises et la vitesse de leur recul varie suivant les régions. La régression est particulièrement rapide sur les côtes océaniques où chaque année, dans certains secteurs, le littoral recule de 1,5 à 3,0 m. L'érosion marine atteint son apogée d'intensité dans les régions sujettes à la subsidence. Les côtes de la Manche régressent chaque année de 2 m ; pendant la période historique, la côte orientale de l'Angleterre a reculé de plusieurs kilomètres. En Ecosse (dans le Norfolk et le Suffolk), 16 m de rivage ont été détruits entre 1824 et 1829. La démolition est particulièrement efficace lorsque la côte est en roches meubles. Ainsi, les dépôts glaciaires (sables, graviers, argiles morainiques) de la côte du Yorkshire (au sud du cap Flamborough) sont érodés avec une intensité particulière. Depuis l'époque romaine, une côte y a reculé de 5 à 6 kilomètres sur une longueur de 56 km. Durant les cent dernières années, la vitesse moyenne de la régression a été de 1,5-1,8 m par an. En certains points du littoral français (presqu'île du Médoc), le recul atteint parfois 15 et même 35 m par an.

Près du village Primorsko-Akhtarskaïa (mer d'Azov), la côte recule chaque année de 12 m. En 40 ans (jusqu'à 1930), la mer a entaillé une bande de la côte large de 500 m, mais là où la plage a pris un grand développement, la vitesse d'érosion a diminué notablement. Ainsi, dans le Nord-Ouest de la mer Noire, sur une côte régulière comportant une large plage de sable, les hautes falaises formées de roches argileuses et limoneuses ne sont érodées qu'à raison de 0,5 ou 1,0 m par an. Toute réduction de la plage, par la construction d'ouvrages portuaires notamment, tend à renforcer l'érosion.

Un exemple classique d'abrasion rapide nous est fourni par l'île Helgoland (mer du Nord). En 1072 elle comportait 900 km², alors qu'actuellement il ne subsiste qu'une bande étroite de 1,5 km², haute de 60 m, encadrée par une plate-forme d'abrasion très large en pente douce qui porte par endroits de hauts pitons rocheux constituant des reliefs résiduels (fig. 139).

L'érosion est également forte sur les bords des réservoirs artificiels créés ces 20 dernières années sur la Volga et le Don. Aussi, en élaborant les projets d'ouvrages de ce genre, on effectue toujours des calculs permettant de déterminer la largeur des zones qui seront sujettes à des désagrégations intenses, en fonction des conditions géologiques locales. L'attaque de l'érosion est particulièrement vive sur les rivages abrupts constitués de roches meubles (argile et sable).

L'action des courants de marées. Le rôle des marées dans la démolition des côtes est bien moins important. Elles contribuent davantage à l'abrasion du fond qu'à la destruction des côtes. Un courant de flot suffisamment puissant peut déplacer des débris divers et même de gros blocs en les entraînant vers le rivage ou le long de la côte. L'action érosive des jusants est plus faible, en conséquence les galets et le sable se déposent dans la zone littorale, alors que le matériau très fin retourne à la mer. La situation est tout autre dans les chenaux,

les baies étroites et les embouchures de fleuves où l'intensité des courants de marée est maximale.

C'est dans la baie de Fundi, à la frontière des Etats-Unis et du Canada (Nouvelle-Ecosse), que l'on a enregistré les marées ayant la plus forte amplitude. Au fond de cette baie étroite, la hauteur des marées peut atteindre 18 m. Dans la baie de Bristol, près des côtes du Sud-Ouest de l'Angleterre, l'amplitude des marées atteint 12,6 m et le courant qu'elles engendrent circule à la vitesse de 16 km/h.

En Union Soviétique les plus grandes marées sont celles de la baie Penjinskaïa (mer d'Okhotsk) ; leur amplitude atteint parfois 11 m.

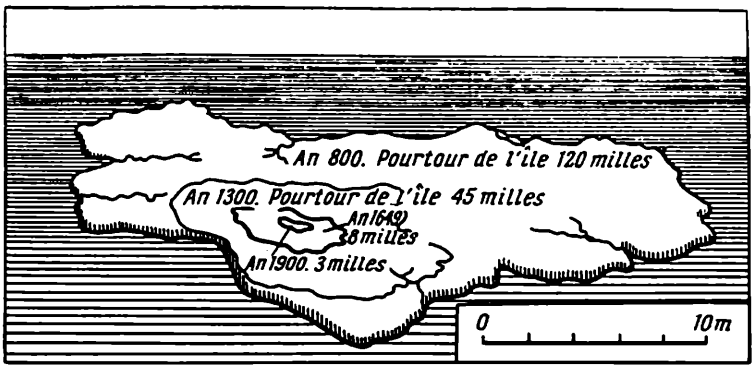


Fig. 139. Stades de la démolition par les vagues de l'île Helgoland (mer du Nord)

Quand une telle marée circule dans des détroits et des chenaux étroits le niveau d'eau s'élevant à une grande hauteur et la vitesse du courant s'accélérant, elle est capable d'éroder les berges comme le fond. Ce fait peut sans doute expliquer l'absence totale ou presque de matériaux détritiques au fond des chenaux de marée étroits à lits généralement rocheux. C'est également à l'action érosive des courants de marée qu'on attribue dans bien des cas la forme originale en entonnoir des embouchures de fleuves qui portent alors le nom d'estuaires.

Les côtes plates. L'évolution de ces côtes suit un autre cours que celle des côtes abruptes. La mer, en utilisant l'action des vagues déferlantes, érode la côte et les hauts fonds attenants en déplaçant les débris vers la rive. A cause de la faible pente de la côte plate, les matériaux s'accumulent dès le début près de la ligne de rivage en formant une large plage. Par la suite, la vitesse d'accumulation près de la ligne de rivage peut dépasser celle de la production de débris par les vagues déferlantes et la *côte d'abrasion* se transforme alors en *côte d'accumulation* (voir la description de cette évolution au § 11).

Le tracé des côtes dépend dans une grande mesure de leur position par rapport aux principales structures du continent. Ainsi, dans le

cas où le bassin marin se trouve dans une région à structure plissée, plusieurs types de côtes sont possibles.

1. La côte longitudinale dont l'orientation coïncide avec la direction des plissements; elle se distingue par un dessin relativement régulier sans échancrures, car l'abrasion marine s'y déroule dans des conditions plus ou moins homogènes.

2. La côte transversale se disposant perpendiculairement aux directions structurales, d'où son allure échancrée (les roches attaquées sont de nature différente).

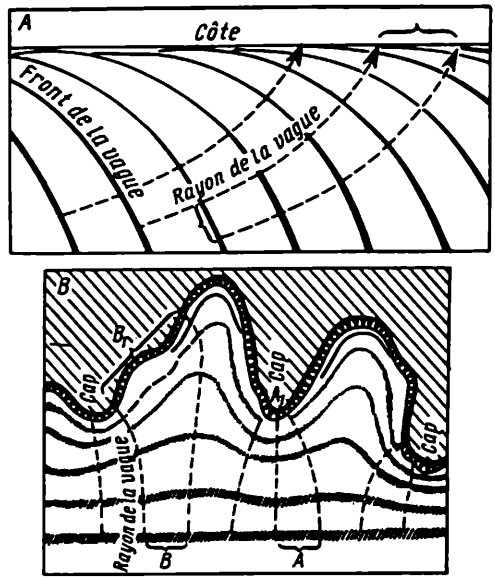


Fig. 140. *A*. Réfraction des vagues par une côte régulière; *B* — par une côte à baie; *A* et A_1 — front des vagues au voisinage d'un saillant; *B* et B_1 — front des vagues dans un rentrant

3. La côte oblique recoupant les directions structurales sous un certain angle, la grandeur de l'angle détermine alors le degré des complications de la côte.

Une côte au tracé profondément découpé peut être liée aux dislocations tabulaires, à la présence de nombreuses failles, etc. Toutefois, lorsque l'abrupt de la falaise coïncide avec le plan de faille et lorsque la roche est résistante, la côte prend une allure régulière (littoral de Mourmansk à l'Est de la baie de Kola formé par des granites massifs). Le rapport entre les zones d'accumulation et d'abrasion et leurs étendues dépend du degré de l'articulation du littoral.

Si la côte est régulière et ne présente que peu d'échancrures, les aires d'abrasion et d'accumulation s'étalent sur de grandes étendues.

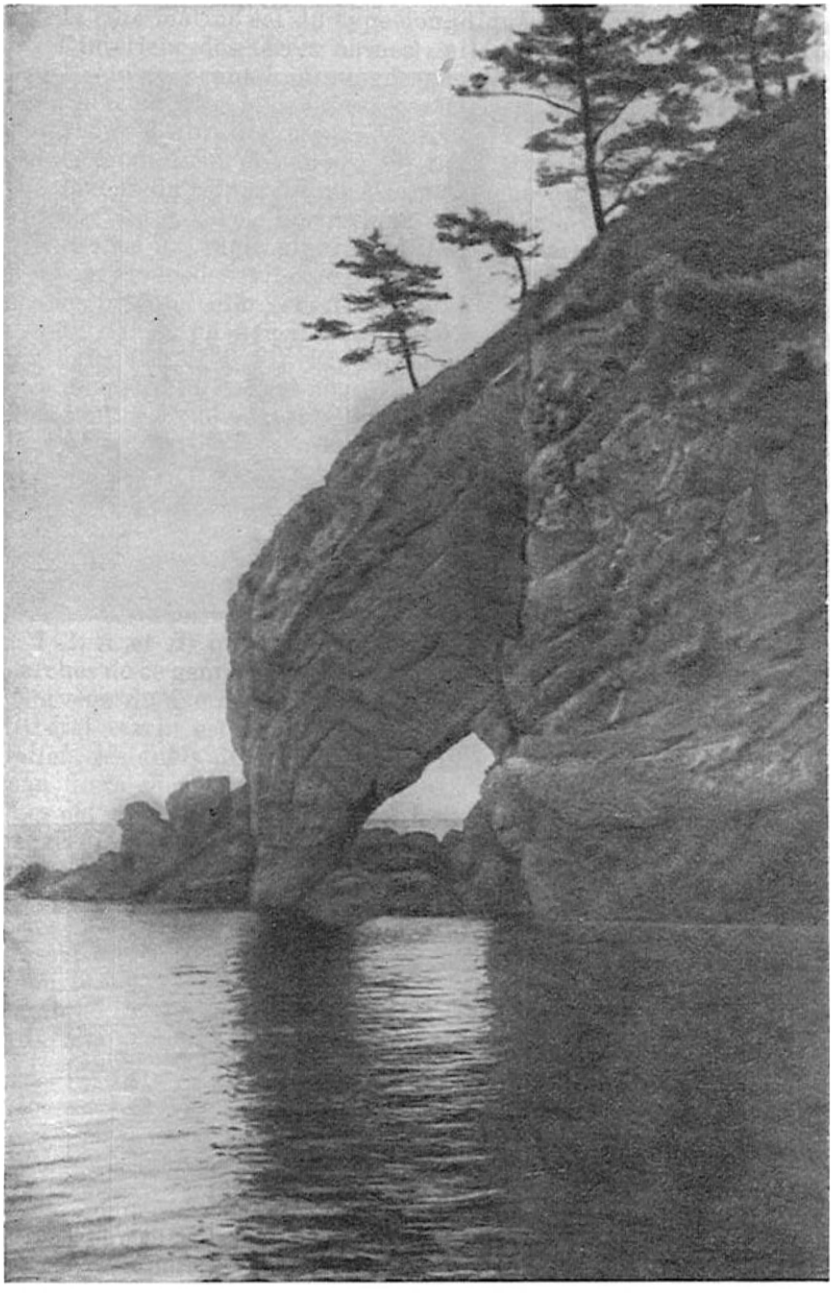
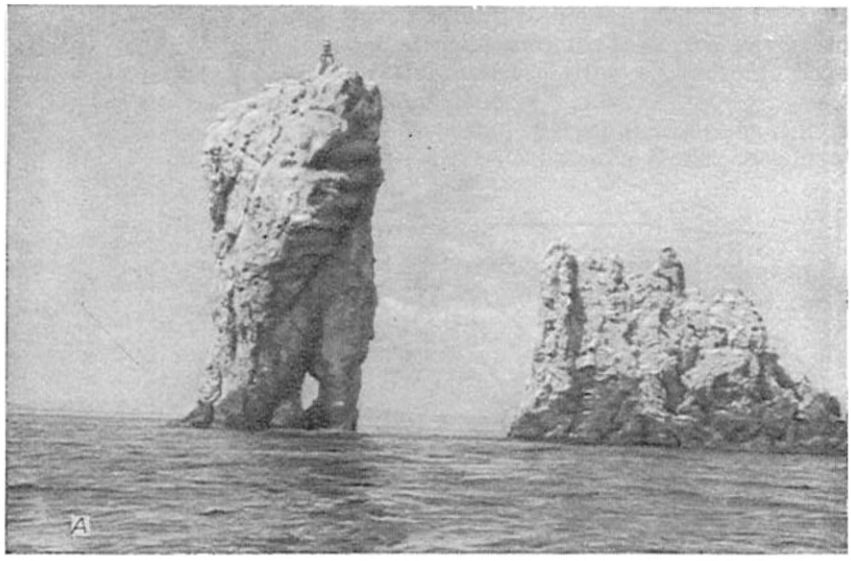


Fig. 141. Arche percée dans des falaises. Mer du Japon



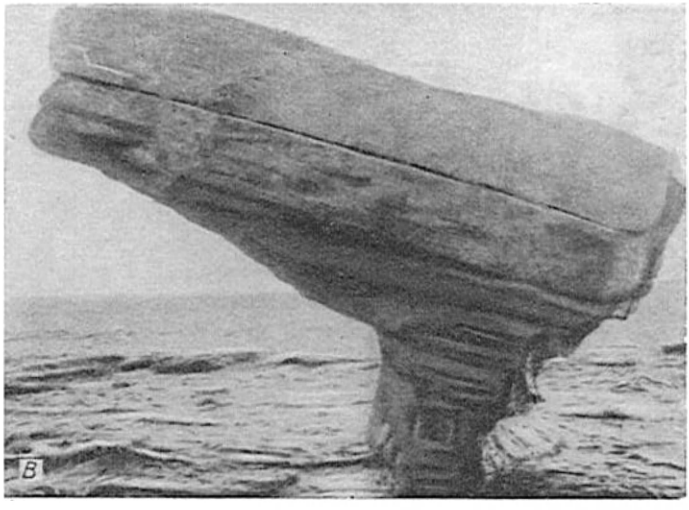


Fig. 142. Reliefs résiduels sur les côtes subissant l'action de la mer.
***A*. Crimée orientale. *B*. Manguychlak**

Quand la côte marine est du type compliqué, à *baies* (rentrants de la mer à l'intérieur des terres fermes), alternant avec des *caps* et des presqu'îles s'avançant loin dans la mer, l'évolution de ces aires est différente. Une côte à baies est caractérisée par une succession de plates-formes d'abrasion associées aux caps et de plates-formes d'accumulation au fond des baies. Ce résultat peut être expliqué par le phénomène de *réfraction* dû à la déviation du front de la vague à l'approche du rivage. Lorsqu'une vague se dirige vers une côte régulière sous un angle aigu, les différentes parties de son front s'y approchent avec des vitesses variées. La vague tend à épouser la forme de la côte, elle est déviée et éprouve une forte extension (fig. 140, *A*). Le phénomène de la réfraction est tout autre pour une côte à baies (fig. 140, *B*). En pénétrant dans une baie profonde, les vagues rencontrent le fond au voisinage des bords latéraux de la baie et elles sont alors déviées, s'allongent fortement et perdent une partie de leur énergie ; il se crée ainsi dans la partie centrale de la baie des conditions favorables à la sédimentation. Les vagues en assaillant les caps de tous les côtés convergent, élèvent au maximum leur énergie et entraînent ainsi une abrasion intense. L'action des vagues sur les caps aboutit parfois à la formation d'arches (fig. 141) et de grottes qui subsistent quelque temps, puis s'écroulent en laissant des reliefs résiduels sous forme de rochers isolés émergés ou immergés (fig. 142, *A* et *B*) qui témoignent de la ligne de rivage antérieure. Des arches de ce genre se dressent près des côtes de France, d'Espagne, de Norvège du Nord, d'Union Soviétique et d'autres pays. Là où le littoral marin est sujet à un exhaussement prolongé, les arches et reliefs résiduels de ce genre peuvent se trouver plus haut que le niveau de la mer (côtes norvégiennes).

Les côtes à baies peuvent être de plusieurs types. Les plus répandues résultent d'une *submersion* (ingression) des continents. On entend par submersion l'ennoyage par la mer des reliefs déprimés (vallées fluviales, fosses tectoniques, etc.). Il se crée ainsi des baies étroites et longues. La formation de côtes irrégulières de submersion est essentiellement déterminée par le relief. Or, le modelé de celui-ci est pour une très grande part redevable, outre les processus de géodynamique externe, à la structure géologique, à la nature des roches et aux mouvements récents de l'écorce terrestre.

§ 11. Transport des débris et formations accumulatives du littoral

Comme il a été dit plus haut, l'action des vagues se fait sentir à des profondeurs variables. Là où les vagues atteignent le fond et où le flux qu'elles engendrent est suffisamment puissant, les matériaux qui y reposent sont déplacés. Quand les vitesses sont faibles, les grains sont roulés sur le fond, lorsqu'elles sont plus fortes, ils voyagent en suspension. A des vitesses moyennes, leur transport

s'effectue tantôt par traction sur le fond, tantôt en suspension dans la zone du fond. V. Zenkovitch qui a étudié le transport des dépôts sur un fond en pente douce couvert d'une couche de sable, de galets et de blocs, a écrit à ce propos: « Quand les vagues apparaissent à la surface, au fond, l'eau commence à effectuer des mouvements de va-et-vient. Même à des profondeurs assez grandes, l'eau entraîne dans ces oscillations des grains de sable, les galets et les blocs restant en place, car le courant de fond est encore trop faible pour les déplacer. A de grandes profondeurs les ondes du flux et du reflux sont de vitesse et de durée identiques. La pesanteur agissant sur les grains de sable freine leur mouvement ascendant et accélère leur descente le long du talus. Les grains glissent donc vers le bas et s'arrêtent

Fig. 143. Déplacement transversal des dépôts sur un fond à pente douce. Le sable est entraîné à de grandes profondeurs, alors que le gravier et les blocs sont poussés vers le rivage (le pointillé indique la pente initiale du fond)

là où les vagues ne peuvent plus les déplacer. Sur les fonds plus relevés la situation est différente, car les oscillations ne sont plus symétriques tout en étant plus fortes. Le sable passe en suspension et des flux brefs et rapides orientés vers la côte prennent en charge les galets et les roulent sur le fond en contre-pente. L'onde du reflux est quelque peu ralentie. Malgré l'« aide » de la pesanteur elle ne peut entraîner les galets jusqu'à l'emplacement qu'ils occupaient auparavant, et ils sont retenus à mi-chemin. Ces oscillations ont pour effet le déplacement des galets vers le rivage. A des profondeurs encore plus faibles, le courant de fond devenant plus fort entraîne également des blocs entiers qui sont aussi déplacés vers la côte.»

Ce transport transversal (par rapport à la ligne du rivage) dans la zone des vagues déferlantes contribue à la formation d'un remblai ou barre puissant (fig. 143). Ainsi, la surface du fond se transforme petit à petit jusqu'à l'élaboration d'un *profil d'équilibre* correspondant aux conditions existantes; les débris, tout en éprouvant des mouvements, ne progressent alors plus dans le sens du rivage ou de la mer. La modification des conditions d'évolution, par exemple une subsidence de l'écorce terrestre, rompt l'équilibre et déclenche de nouveau le mouvement et le tri des débris jusqu'à l'élaboration d'un nouveau profil.

Ce schéma du transport transversal des débris part de l'hypothèse que les vagues sont perpendiculaires au rivage qu'elles frappent. Mais le plus fréquemment, elles l'attaquent sous un certain angle.

Les vagues et les débris qu'elles charrient prennent alors la forme de trajectoires régulières se recourbant en avant. Si les débris entraînés par les vagues sont de diverses grosseurs, le déplacement de chaque grain diffère. On voit sur la fig. 144 qu'à mesure que la vague se déplaçant sur la plage diminue sa puissance, ce sont les plus gros blocs qui s'arrêtent les premiers (au point *E*), puis les galets (*F*), et seuls les grains de sable sont transportés par la vague jusqu'au bout (*D*). Par retour de vague les blocs et les galets descendent en suivant la plus grande pente jusqu'aux points *B* et *C*, puis sont de nouveau entraînés par la vague suivante qui reprend le

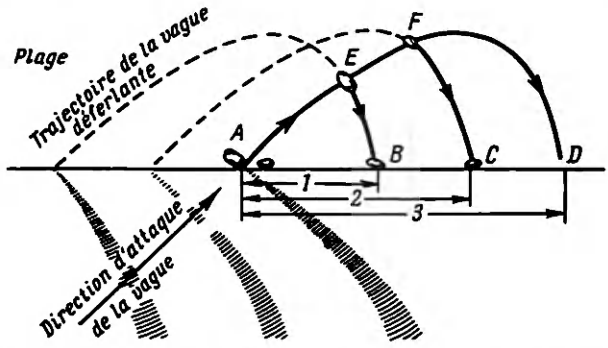


Fig. 144. Déplacement longitudinal des dépôts (courant de dérive):
1, *2*, *3* — déplacement correspondant des blocs, du gravier et des grains de sable

même mouvement. Un phénomène identique se produit sur le fond sous-marin attenant mais à un rythme beaucoup plus lent. Cette dérive continue des débris provoque le déplacement des dépôts le long du rivage. V. Zenkovitch indique les vitesses de dérive des débris enregistrées au bord de la mer Noire durant les observations de galets colorés. Par mer peu agitée (0,75-1,25 m/s) certains galets se déplaçaient à 43 m/h, alors que toute la masse des galets colorés (environ 1 m^3) a dérivé durant ce laps de temps de 17-20 m.

Le sens des migrations de débris peut changer suivant la direction du vent. Mais pour nombre de côtes d'année en année on observe une direction principale de l'action des vagues qui provoque un déplacement longitudinal des dépôts et qui est déterminée par les vents dominants et par les vents les plus violents. Ainsi, les matériaux charriés par les vagues se déplacent aussi bien dans le sens longitudinal que dans le sens transversal. Il en résulte une série de formes littorales. Examinons celles d'entre elles qui sont surtout dues aux déplacements longitudinaux. Soit une côte irrégulière et découpée. Sur la fig. 145, *I*, l'angle d'incidence des vagues dans un des secteurs de la côte est proche de 45°,

alors que dans un autre secteur, la ligne du rivage s'incurvant, il est notablement inférieur. La vitesse de déplacement des débris est maximale quand l'angle d'incidence est proche de 45°. C'est pourquoi quand le courant saturé de débris passe de la zone *AB* dans la zone *BC*, sa vitesse de dérive diminue. Une partie des matériaux contourne d'abord le saillant, mais ensuite leur plus grande masse se dépose près du coude formé par la ligne du rivage en développant une avancée vers la mer dans le prolongement de la direction

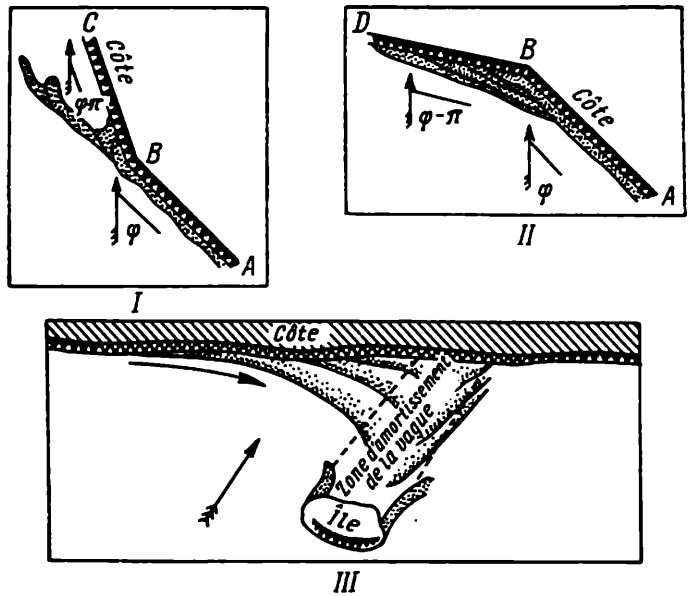


Fig. 145. Formation des flèches (*I*), des terrasses appuyées (*II*) et des tombolos (*III*)

prise (celle de la zone *AB*). L'évolution ultérieure aboutit à l'élaboration d'un épi qui progresse dans le sens de la mer quelquefois jusqu'à de grandes profondeurs, atteignant plusieurs dizaines, voire même une centaine de mètres. Cette formation porte le nom de *flèche littorale* (fig. 146). Parfois, la flèche littorale se recourbe en forme de crochet à pointes regardant la terre ferme, ce qui s'explique sans doute par l'action des vagues perpendiculaires au rivage. De telles flèches atteignent parfois de grandes dimensions. Ainsi, la flèche Agrakhanskaïa dans la mer Caspienne s'étire sur 45 km, celle de Tender dans la mer Noire sur plus de 90 km.

Parfois, la flèche rejoint la rive opposée de la baie et devient alors *flèche barrante* (*poulier*). Deux flèches peuvent aussi se développer à partir des rives opposées d'une baie et progresser l'une vers l'autre.

En fusionnant, elles forment également une flèche barrante. Les flèches littorales et barrantes peuvent isoler des mers partiellement ou complètement les baies qui souvent sont des embouchures fluviales élargies, et l'on est alors en présence de *limans*.

Lorsque la ligne du rivage présente une rupture de continuité orientée vers la mer (fig. 145, *II*), le courant voit sa puissance de transport diminuer en passant de la zone *AB* vers la zone *BD* par

Fig. 146. Flèche littorale s'avançant dans la mer à partir d'un saillant et barres sous-marines

suite de la modification de l'angle d'incidence de la vague ainsi que sous l'effet de freinage dû à la côte. Les débris sont alors déposés près de la rupture (point *B*) où apparaît une large forme appuyée constituant une *terrasse*.

Les formes accumulatives apparaissent également près d'une côte rectiligne si sur le chemin des vagues se trouve un obstacle qui réduit leur puissance de transport. Ainsi, quand une île surgit à une certaine distance de la côte, elle dévie la vague qui s'en approche en la diffractant. En arrière de l'île (entre l'île et la côte) il se forme une zone d'amortissement où l'énergie de la vague se dissipe fortement. Il en résulte une rétention des débris se déposant près de la côte qui progresse vers l'île. Parfois, la flèche se développe de l'île vers le rivage. Si les conditions sont favorables, les flèches s'allongent jusqu'à ce qu'elles relient complètement l'île à la terre. Cette

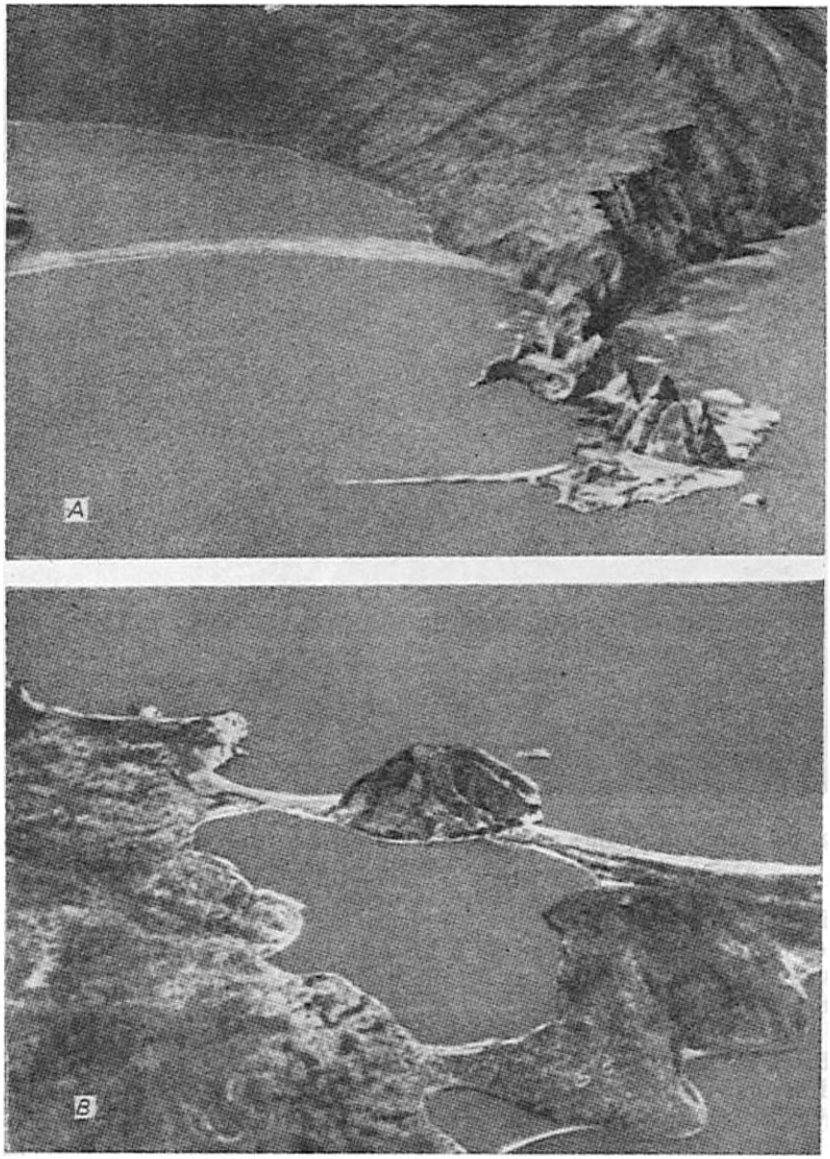


Fig. 147. Flèches enfermant des lagunes.
A. Partie Sud du Kamtchatka. *B*. Kamtchatka au Nord de la ville de Pétropavlovsk

forme est désignée sous le nom de *tombolo* (fig. 145, *III*) et peut être simple ou double.

Les plus grandes formes d'accumulation sont les *barres*: elles se présentent sous forme de longs remblais de sable, de gravier et de galets qui s'étirent à une certaine distance de la côte, en émergeant au-dessus de la mer parallèlement à l'orientation générale du rivage (Zenkovitch, 1946, 1957). Parfois, elles s'allongent sur plusieurs centaines de kilomètres et atteignent 20-30 km de largeur et des dizaines de mètres de hauteur. Dans le golfe du Mexique, une barre s'étire sur 1 800 km. Souvent, ces cordons séparent du bassin principal des secteurs importants de la mer. Ces parties de haut fond s'appellent *lagunes*. Une lagune peut être également enfermée par une flèche (fig. 147). Les barres et les lagunes donnent aux côtes un aspect très particulier, c'est pourquoi on les rassemble sous le terme de *côtes à lagunes*. Ces côtes constituent environ 13 % de la longueur totale du littoral des mers du globe (Géologie marine, 1960).

Un des problèmes importants de l'évolution des côtes de ce type est celui de la formation des barres. D'après V. Zenkovitch, le rôle principal revient ici au transport transversal des dépôts de fond dans le sens du rivage. Les conditions nécessaires à la formation des barres sont: une faible pente du talus sous-marin ne dépassant pas 0,005, une réserve suffisante de matériaux meubles et des conditions hydrodynamiques correspondantes (degré d'intensité et nature des vagues d'agitation). Les dépôts composant les barres témoignent de leur origine marine. Souvent, ils contiennent des coquillages marins actuels et leurs matériaux détritiques sont étrangers aux roches du rivage.

Les variations du niveau de l'écorce terrestre exercent une action sur le processus de formation des barres et des lagunes du littoral. La plupart des barres actuelles (d'après V. Zenkovitch) se trouvent dans des zones subissant ou ayant subi une submersion où l'épaisseur des dépôts est grande et permet d'enfermer des lagunes très larges. Mais on en trouve aussi sur des côtes exondées ou qui sont en état d'émersion.

Parfois, les barres se compliquent et peuvent être à la fois alimentées par la mer et par la lagune.

O. Léontiev, qui a étudié les barres de la Caspienne du Nord, a remarqué que ces formations sont accompagnées de ruptures de pente du fond marin, qui réduisent l'énergie de la vague et provoquent en conséquence l'accumulation sous-marine de débris, ébauche de la barre future.

§ 12. Sédiments des différentes zones de la mer

Formation des dépôts. Du fait de la décomposition des roches il s'accumule à la surface des continents des débris de diverses grosseurs, des gros blocs aux grains de sable et aux particules argi-

leuses très fines. Une partie de ces matériaux reste sur place, alors que l'autre, la plus importante, est évacuée à de grandes distances et se dépose sous forme de sédiments si les conditions le permettent. L'aboutissement des débris évacués des continents est en général un bassin marin. Les agents mobiles assurant d'habitude le transport des matériaux sont l'*eau*, la *glace* et le *vent*. Le rôle des eaux courantes est particulièrement important, notamment celui des fleuves qui apportent dans les mers des masses énormes de débris et des substances en solution provenant aussi bien de l'altération des roches en place que de l'interaction des eaux fluviales avec les terrains des chenaux d'écoulement. Le volume et la diversité des matériaux transportés par les fleuves dépendent de la puissance et de la permanence des cours d'eau et surtout du fait qu'ils proviennent de très grandes aires de drainage. Les débris apportés par les fleuves, les glaces et les vents dans les mers, ainsi que ceux dus à l'abrasion marine se meuvent et se déposent dans les bassins marins ou lacustres.

Le phénomène de la sédimentation marine est très compliqué. Les matériaux qui se déposent dans les bassins marins forment les *sédiments terrigènes* ou détritiques. Certains corps composés se précipitent à partir de l'eau et constituent les *sédiments chimiques*; enfin, au fond de la mer s'accumulent des *sédiments organiques* (*organogènes*) qui sont les restes d'organismes ayant vécu dans les bassins. Après la mort des animaux, les parties consistantes du squelette, composées le plus souvent de carbonate de calcium ou de silice, se déposent sous forme de boues organogènes. Un rôle capital revient dans la sédimentation au plancton et au benthos.

La proportion de sédiments détritiques, chimiques et organiques varie suivant les zones et dépend de plusieurs facteurs dont:

1) la proximité du rivage et la structure de celui-ci;

2) la profondeur du bassin, la nature des mouvements de l'eau, la salinité et la température déterminant les conditions de vie des organismes;

3) l'existence de fleuves se jetant dans le bassin et l'intensité de l'apport de matériaux;

4) les mouvements de l'écorce terrestre.

Suivant la courbe hypsographique les sédiments marins peuvent être classés en plusieurs groupes:

I. Les sédiments *littoraux*.

II. Les sédiments de la plate-forme continentale ou *néritiques* (nom venant du mollusque Nérite) et soulignant l'habitat particulier des animaux et des plantes de cette zone.

III. Les sédiments du talus continental; cette zone s'appelle *bathyale* (du grec βατος — profondeur).

IV. Les sédiments des parties profondes de l'océan (cuvettes océaniques et fosses très profondes). Cette zone s'appelle *abyssale*

(du grec α — sans; βυσσος — fond). A mesure que l'on passe d'une zone à une autre, les sédiments se modifient progressivement.

Sédiments littoraux. Ils se forment dans la zone littorale recouverte d'eau par les courants de flot et émergeant durant les courants de jusant. Cette zone se distingue par des conditions particulièrement variées. La largeur est inégale et dépend de la structure de la côte : quand la pente est douce, elle peut atteindre des dizaines et des centaines de mètres ; quand la côte est abrupte et rocheuse, elle n'a que quelques mètres.

Le régime très particulier de cette zone, sujette à des alternances régulières de conditions de submersion et d'émersion favorise l'accumulation de dépôts très variés. On trouve ici des gros blocs arrondis par l'eau marine, des galets bien roulés, des sables de grosseur variable et des boues fines (dans les zones abritées). La vie organique reflète aussi les conditions du milieu. Abondent surtout des organismes se fixant aux rochers ou bien des organismes perforants qui s'abritent dans des trous pour se protéger des chocs des vagues et des débris.

Nous avons déjà dit que sur les plages de sable à pente douce il se forme lors des fortes agitations de petites barres ou rides de plage qui sont des accumulations de sable et de galets édifiées dans la zone de hauteurs maximales des vagues, au moment où leur crête se recourbe et déferle sur le rivage en donnant une vague de translation. L'eau est alors aspirée par les sables de la plage et une partie des débris (sables et galets) charriés par la marée est déposée à la limite supérieure atteinte par les vagues sur la plage.

Si les vents sont violents, plusieurs rides ou cordons peuvent se former, le plus avancé correspondant aux plus hautes vagues, c'est-à-dire aux tempêtes les plus violentes.

La hauteur des rides de plage est très variable. Ainsi, pour la mer du Nord elle est de 1-2 à 5 m et pour l'Atlantique, de 10-12 m. Les rides de plage sont parfois constituées, en plus des sables et des galets, d'accumulations de coquillages brisés (mer d'Azov, mer du Nord) projetés sur la plage qui donnent par la suite des calcaires à coquilles. On y trouve aussi des amas d'algues, des morceaux de bois, des troncs d'arbres perforés par des Mollusques. A la surface des formations sableuses du littoral les vagues déferlantes creusent des rigoles parallèles appelées rill-marks. Parfois, ces marques de vagues se conservent à la surface des grès à l'état fossilisé et témoignent alors des conditions dans lesquelles ces dépôts se sont formés (fig. 148).

Sur les côtes plates et dans les baies calmes il se forme des boues ou des vases argileuses, sableuses ou même calcaires (près des côtes calcaires). Dans les régions tropicales, sur les côtes plates et argileuses il se constitue de vastes zones marécageuses habitées par une flore originale adaptée à la vie dans un milieu périodiquement immergé (mangrove).

Les sédiments littoraux se caractérisent, en plus de leur grande diversité, par une variabilité très grande des dépôts sur des distances relativement faibles.

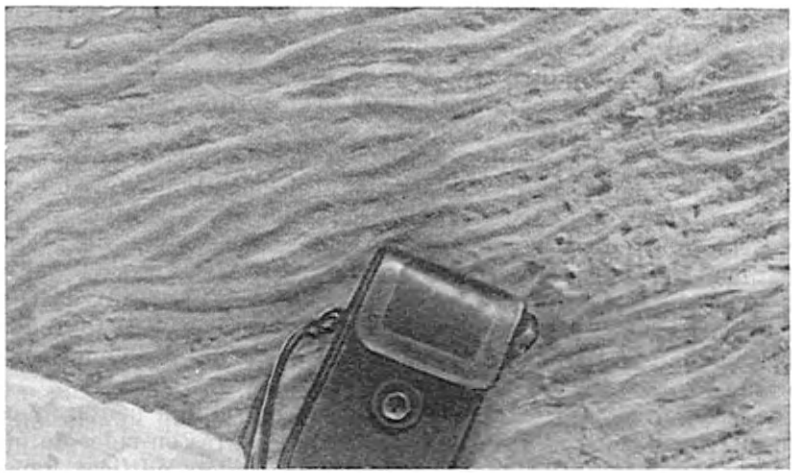


Fig. 148. Rill ou Ripple-marks fossilisés dans des grès

Sédiments néritiques. La zone du bassin marin correspondant à la plate-forme continentale est caractérisée par des agitations très fortes (conditionnant le transport d'une grande quantité de débris et exerçant une influence sur la vie organique de la zone) et par la richesse et la diversité des organismes, surtout jusqu'à 100 m de profondeur, là où il y a encore suffisamment de lumière et où toute la masse d'eau est encore réchauffée (fig. 149). C'est la zone où s'accumulent les dépôts de divers types (terrigènes, organiques et chimiques).

Ces dernières années, N. Strakhov puis P. Bezroukov et A. Lissitsyne ont établi une classification des dépôts terrigènes ou détritiques d'après leur composition (tableau 11). Les formations aleurotiques (farines) y occupent une position intermédiaire entre les dépôts de sable et d'argile.

Le matériel détritique est réparti dans les bassins marins suivant certaines règles. La partie de la plate-forme continentale voisine du continent est recouverte des dépôts les plus gros, surtout par des sables dont le grain diminue à mesure que la profondeur augmente. Près des rivages, la granulométrie des dépôts augmente et passe petit à petit aux dépôts littoraux. Dans la partie marginale de la plate-forme continentale, les boues de sables impalpables sont remplacées progressivement par les boues de limons argileux à grains plus fins de la zone du talus continental. La largeur de la bande

sableuse dépend de la plate-forme continentale. Là où celle-ci est étroite et fortement inclinée vers la mer, la bande de sable est réduite et les boues se déposent près de la côte. Lorsque la plate-forme continentale est en pente douce, la bande de sable est beaucoup

Tableau 11

Catégorie	Nomenclature		Taille des grains dominants
Gros débris (pséphites, du grec ψηφος — petite pierre)	Gros blocs peu usés		>1000
	Blocs émoussés	gros	1 000-500
		moyens	500-250
		petits	225-100
	Galets	gros	100-50
		moyens	50-25
		petits	25-10
	Gravier	gros	10-5
		moyen	5-2,5
		fins	2,5-1
Dépôts sableux (psammites, du grec ψαμμος — sable)	Sables	gros	1-0,5
		moyens	0,5-0,25
		fins	0,25-0,1
Dépôts aleurotiques (aleurolites, du grec αλευσον — farine)	Boues de sables impalpables		0,1-0,05
	Boues de limons argileux		0,05-0,01
	Boues semi-plastiques		<0,01 (<70%)
Dépôts argileux (pélites, du grec πελιτορ — argile)	Argiles		<0,01 (>70%)

plus large. La limite entre la zone des sables et celle des boues s'établit à différentes profondeurs suivant l'hydrodynamique de tel ou tel bassin. Pour les mers intercontinentales (Noire, Caspienne) elle se situe à 25-50 m. A des moindres profondeurs, les agitations des vagues atteignent le fond, produisent des troubles et mettent en suspension des matériaux fins. Dans les parties plus profondes du bassin où les mouvements d'eau sont atténués dans les couches contiguës au fond, ces troubles commencent à se déposer. Dans les océans la limite entre ces zones se situe à 100-150 m de profondeur.

La disposition indiquée des sédiments de sable et de boue sur la plate-forme continentale n'est qu'approximative. En réalité, tout est bien plus complexe. La bande sableuse comporte des taches de boues grossières ou plus fines, et même d'argiles, alors que dans la zone d'extension des boues on voit apparaître des taches et même des bandes de sables. L'accumulation des boues à l'intérieur des

bandes de sable de la plate-forme continentale correspond selon M. Klénova et N. Strakhov à des secteurs bien définis : 1) embouchures des grands fleuves qui assurent un apport massif de particules fines dans la mer ; 2) dépressions de la plate-forme continentale d'origine érosive ou tectonique ; 3) baies isolées ou à demi isolées de la mer. L'apparition au sein des boues de bandes et de taches de sables plus grossiers est conditionnée soit par les courants marins

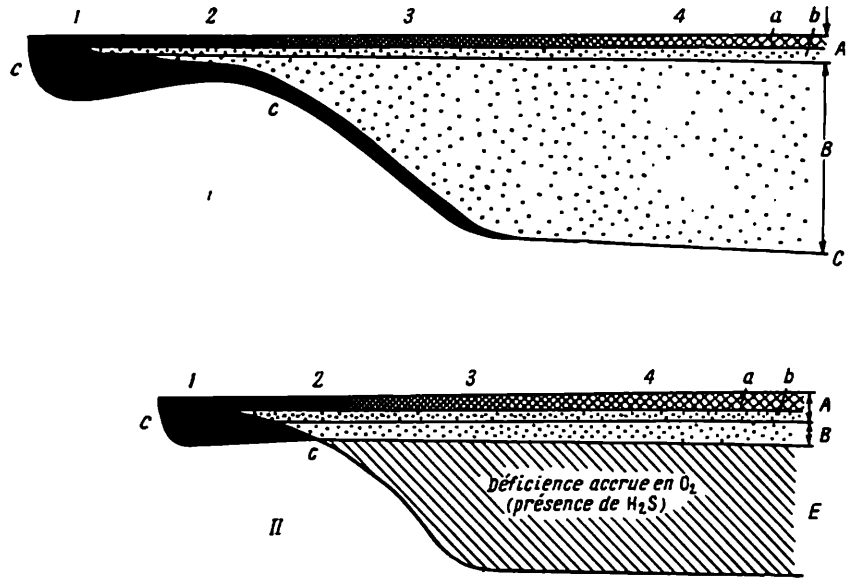


Fig. 149. Répartition de la vie organique dans les océans (I) et dans les bassins à régime gazeux anormal (II) (d'après Strakhov) :
A — plancton : *a* — zone superficielle la plus riche en organismes vivants ; *b* — zone inférieure pauvre ; *1—4* — zone d'appauvrissement progressif à mesure de l'éloignement de la côte ; *B* — zone de la matière vivante raréfiée ; *C* — couche bathyale de concentration de la vie organique ; *D* — zone d'une déficience accrue en O_2 ou même de la présence dans l'eau de H_2S

qui passent souvent au-dessus de la limite entre la plate-forme et le talus, soit par l'existence de hauts fonds dans la zone des mouvements puissants de l'eau qui troublent les dépôts et entraînent les particules fines de boues vers les zones plus profondes (fig. 150).

La plate-forme continentale est également recouverte de sédiments organiques très abondants. C'est la zone où la vie organique est la plus luxuriante. Elle abonde en organismes de fond et de plancton. Les combinaisons chimiques dissoutes dans l'eau servent à la constitution des squelettes de divers organismes marins. Les substances principales mises en action par les organismes sont le $CaCO_3$, le SiO_2 et le P dont l'importance est moindre. Dans la zone

de la plate-forme continentale un rôle particulièrement important est joué par les organismes de fond qui extraient de l'eau marine les carbonates et forment souvent d'épaisses accumulations au fond des bassins. Les dépôts organogènes calcaires constitués surtout par des calcaires lumachelliques et des récifs coralliens apparaissent dans les secteurs où l'apport de matériaux terrigènes est infime. Ainsi, dans la mer Noire et la Caspienne, les zones d'extension des lumachelles se trouvent sur la plate-forme continentale bordant

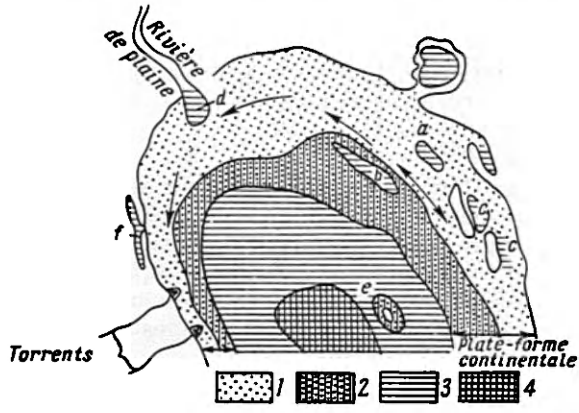


Fig. 150. Répartition de divers types de sédiments dans les bassins marins:
a — cuvettes d'érosion ; *b* — cuvettes tectoniques ; *c* — zones abritées ; *d* — avancée argileuse des embouchures ; *e* — haut fond ; *f* — lagunes ; *1* — sables ; *2* — boues grossières (farines grossières) ; *3* — boues fines et très fines (farines poudreuses) ; *4* — argiles (pélites)

des côtes plates faiblement érodées (littoral Nord-Ouest de la mer Noire, détroit de Kertch, littoral Est de la Caspienne). Mais là où cette plate-forme prolonge une côte rocheuse à falaises soumises à une abrasion active, des couches épaisses de dépôts terrigènes s'accumulent.

Les *récifs coralliens* atteignent parfois des dimensions notables et descendent à de grandes profondeurs. Les organismes constructeurs de récifs sont les polypes qui constituent des colonies. Chaque polype occupe une cellule tubulaire construite avec du calcaire dégagé par l'animal. En s'associant, les coraux forment des édifices curieux qui rappellent des arbres bizarrement ramifiés ou des buissons. Dans un récif en croissance chaque génération de coraux est remplacée par la suivante, la progression s'effectuant en hauteur ou en largeur. La partie la plus vivante, en croissance, des coraux est située face au vent (du côté du ressac), car il s'y trouve toujours de l'eau marine fraîche comportant de nouvelles réserves

d'oxygène et de nourriture. Le niveau supérieur de la croissance des coraux est celui des basses mers, les coraux vivants ne pouvant pas être privés d'eau trop longtemps. L'évolution normale des récifs coralliens dépend des conditions suivantes :

1) température des eaux élevée jamais inférieure à 20° et saturation en carbonates de calcium, ce qui explique que les édifices de coraux actuels apparaissent surtout dans la zone équatoriale, et aussi dans certaines régions où l'élévation de la température provient de l'apport de chaleur par le Gulf Stream (récifs des Bermudes) ;

2) faible profondeur : en moyenne de 40 à 50 m ;

3) salinité normale (environ 35‰) et limpidité de l'eau (d'où l'absence de récifs coralliens dans les eaux troubles et dessalées, ainsi que dans les lagunes très salées) ;

4) fond rocheux.

Les récifs coralliens sont l'œuvre de nombreux organismes constructeurs. Outre les coraux, il y a les algues calcaires, les Bryozoaires, les Mollusques, les Foraminifères, organismes microscopiques élémentaires, etc. Ils bouchent de leurs squelettes calcaires les espaces vides du récif et le transforment en un bloc compact. Les coraux constituent alors la charpente qui est remplie de calcaire fourni par d'autres organismes.

D'après la forme, on peut dégager trois types de récifs coralliens : a) les *récifs frangeants* ou *côtiers* qui sont en quelque sorte le prolongement immergé du rivage et dont la forme est la réplique de ce dernier (fig. 151) ; b) les *récifs-barrières* qui s'étirent le long de la côte, mais qui sont séparés d'elle par un chenal large parfois de plusieurs dizaines de kilomètres. Parmi les récifs de ce genre la Grande Barrière de la côte Nord-Est de l'Australie est en même temps la plus connue et la plus grandiose. Ces édifices s'étendent sur plus de 2 000 km et sont séparés du rivage par un chenal large de 50 à 100 km (fig. 152). La plupart des récifs-barrières entourent des îles en formant des récifs annulaires plus ou moins larges ; du côté au vent ils présentent fréquemment des brèches formant des passes ; c) les *atolls* qui ressemblent par leur forme à des récifs-barrières annulaires, mais s'en distinguent par l'absence d'île centrale dont tient lieu une lagune (lagon) communiquant par une passe avec le large.

Les édifices coralliens ont une épaisseur particulièrement grande dans les récifs (barrières et les atolls). Ainsi, dans la zone de l'archipel Marshall, un forage dans un récif corallien s'est abaissé à 1 200 m de profondeur. Comment peut-on expliquer une telle épaisseur puisque les organismes constructeurs de récifs ne peuvent subsister au-dessous de 40-50 m ? Darwin a le premier émis l'idée que ce phénomène est dû aux mouvements de l'écorce terrestre et que les épais récifs coralliens se sont formés durant le lent affaissement du fond marin. Il a en même temps décrit les diverses phases de leur

évolution et de leur passage d'un type à l'autre. Au début du cycle apparaît un récif frangeant, entourant une île par exemple. L'affaissement très lent de l'île et la croissance du récif transforment celui-ci

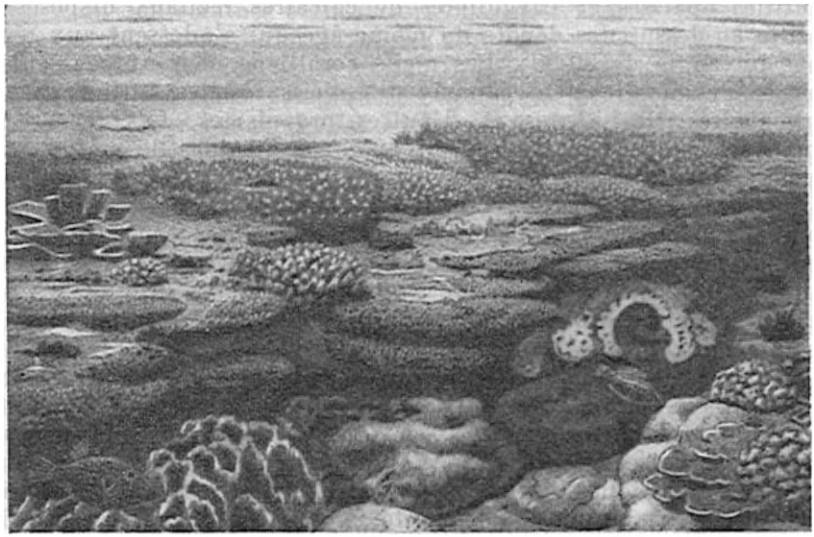


Fig. 151. Récifs coralliens ou côtiers

en un récif-barrière. Un lagon se forme entre l'île et le récif. L'affaissement continuant, l'île disparaît complètement sous l'eau, et le récif-barrière se transforme en atoll. La condition nécessaire

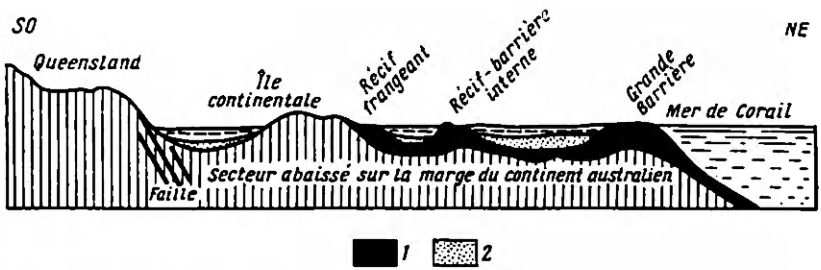


Fig. 152. Grande Barrière, recifs longeant la côte australienne (d'après Steers):
1 — récifs; *2* — dépôts des lagunes et des passes

à la formation d'un récif épais est que la vitesse de la croissance des coraux compense l'affaissement du fond marin. Si ce dernier est rapide. les coraux périssent et les récifs cessent de croître. La Grande

Barrière australienne s'est vraisemblablement formée dans la partie marginale d'une côte en voie d'affaissement.

Il existe aussi des récifs coralliens fossiles. Ils se rencontrent dans des roches sédimentaires d'âges différents sous la forme de lentilles épaisses et irrégulières de calcaires récifaux disposés en saillie au-dessus des dépôts du même âge qui s'adossent aux récifs sous un angle de 30-50°. Les récifs coralliens ne sont pas seuls à former des fossiles. On connaît des récifs fossiles édifiés par les Bryozoaires, les algues et d'autres organismes. Ces formations anciennes peuvent s'allonger sur quelques dizaines de mètres mais quelquefois ils atteignent des dizaines et même des centaines de kilomètres. L'étude des récifs fossiles est très importante pour la compréhension de l'évolution d'une région, la reconstitution des conditions climatiques antérieures et de leurs variations dans le temps. Mais cette étude n'a pas qu'un intérêt théorique: les calcaires récifaux, étant caverneux et poreux, peuvent constituer parfois de très bons collecteurs de pétrole.

Sédiments chimiques. Les bassins marins reçoivent constamment divers sels minéraux en solution. Ces sels sont assimilés en partie par les organismes animaux et végétaux, une autre partie demeurant dissoute dans l'eau et le reliquat étant précipité sous forme de combinaisons chimiques diverses. Le milieu est notamment propice à la formation de combinaisons de fer et de manganèse. Mais les dépôts calcaires sont les plus importants. La sédimentation du $CaCO_3$ est fonction du niveau de saturation de l'eau de mer en carbonate de calcium. Cette saturation n'est excessive que dans les couches superficielles des bassins des zones à climat chaud pour lesquelles la température de l'eau est élevée (20°). Aux hautes latitudes et en profondeur aux basses latitudes l'eau est sous-saturée en $CaCO_3$, c'est pourquoi les conditions ne se prêtent pas à une précipitation chimique qui par contre est possible dans la zone littorale de la plate-forme continentale des mers à climat chaud. Celles-ci n'étant pas profondes, l'eau est réchauffée jusqu'au fond, la végétation abondante y absorbe énormément de CO_2 dont la quantité devient minimale, ce qui provoque une sursaturation en $CaCO_3$ qui précipite. Le calcaire se dépose sous forme soit de petits globules ou oolithes en constituant les calcaires oolithiques (mers Rouge, Caspienne), soit de boue calcaire à grains fins (Floride). Ces sédiments se rencontrent sur les hauts fonds contigus aux côtes plates d'où l'apport terrigène est faible ou nul. Les dépôts calcaires d'origine chimique sont moins importants que ceux d'origine organogène qui constituent la masse principale des sédiments calcaires dans les bassins marins.

Le fer, le manganèse et l'alumine sont apportés dans les mers par les fleuves et les eaux souterraines. Les données dont on dispose sur le fer sont les plus certaines: il est introduit dans les mers sous forme d'hydroxyde $Fe(OH)_3$ et de combinaisons organi-

ques ferrugineuses. Le $Fe(OH)_3$ colloïdal est une forme instable; les électrolytes contenus dans l'eau provoquent presque aussitôt sa floculation et par suite sa précipitation. Une partie des hydroxydes est précipitée dans les zones de brassage des eaux douces fluviales ou souterraines et des eaux marines, l'autre dépasse ces zones et se dépose au large, là où les embouchures de fleuves et les zones de décharge des eaux souterraines n'exercent plus leur influence. Dans les zones pélagiques, l'accumulation des hydroxydes ferriques est pour beaucoup favorisée par les combinaisons de fer organogènes apportées par les fleuves. Celles-ci franchissent la zone de brassage des eaux douces et salées et, en haute mer, elles subissent une lente hydrolyse qui aboutit au dégagement des particules de $Fe(OH)_3$ s'assemblant en flocules et se déposant au fond.

D'après Varentsov et Mordvilko, les fleuves apportent parfois dans les mers des quantités importantes de matière organique sous forme de solutions vraies ou colloïdales. C'est le cas surtout des fleuves de plaine traversant des régions humides, chaudes et torrides. Dans les mers épicontinentales à demi fermées et dans les lagunes isolées par des barres on enregistre une teneur élevée en matière organique qui se dépose progressivement au fond. C'est dans les boues farineuses et argileuses que cette teneur en matière organique dispersée atteint un maximum dans les bassins marins actuels.

L'examen des dépôts qui se forment sur la plate-forme continentale fait ressortir leur grande diversité. C'est la zone où les sédiments terrigènes sont les plus abondants, ils y sont également triés en grains de différentes grosseurs; c'est là que s'accumulent en couches épaisses les dépôts organogènes et que se produit la précipitation chimique des carbonates, du fer et d'autres matières. C'est aussi la zone de formation de barres géantes, de flèches et d'autres formes accumulatives.

Il résulte de tout ceci que les phénomènes se déroulant dans la zone de la plate-forme continentale se caractérisent par une activité supérieure à celle qui s'observe dans les autres zones des bassins marins.

Sédiments du talus continental (dépôts bathyaux). Dans la zone du talus continental, l'eau est peu mobile, ce qui exclut pratiquement le déplacement mécanique des dépôts. Ce n'est que lorsqu'un courant marin y passe que les matériaux déposés sont troublés et déplacés. La plus grande partie des sédiments terrigènes est apportée de la plate-forme continentale. L'absence de lumière et la basse température des couches profondes déterminent la pauvreté de la faune et réduisent son rôle dans l'accumulation des dépôts. C'est le plancton qui joue le rôle le plus important: les organismes qui le composent forment leur squelette en assimilant soit du calcaire, soit de la silice, contenus dans l'eau.

D'après M. Klénova, à ces profondeurs les dépôts varient peu sur de grandes étendues et ils sont très homogènes. On peut y dégager

des sédiments terrigènes et des dépôts organiques qui se présentent tantôt en formations pures, tantôt mixtes, en donnant des boues terrigéno-organiques aux diverses proportions des parties composantes.

Les sédiments terrigènes de la zone bathyale et des parties attenantes de la zone abyssale sont surtout représentés par des boues farino-pélitiques fines. Mais on trouve aussi des accumulations plus grossières, d'une extension limitée cependant.

Les *boues terrigènes* se distinguent, d'après leur couleur, en boues « rouges », « bleues » et « vertes ». Cette couleur reflète les conditions du milieu dans lequel les boues se sont formées.

La *boue « bleue »* se rencontre sur le talus continental et au fond des parties atténantes à la cuvette océanique. Elle descend jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 5 000 m et recouvre d'une couche particulièrement épaisse le fond de l'Atlantique. En général, il s'agit d'un dépôt bleu foncé ou gris d'acier dégageant une odeur d'hydrogène sulfuré; il est composé de grains très fins de limon et d'argile. La couleur bleu-gris témoigne de sa formation dans un milieu réducteur pauvre en oxygène. L'abondance des matières organiques et le manque d'oxygène aboutissent à l'apparition de la pyrite. Outre celle-ci on trouve des amas de sidérite, de manganèse et de limonite, parfois des accumulations de matières organiques (carbone). La surface de la boue « bleue » est souvent colorée en brun par l'oxydation des combinaisons de fer. Dans cette boue on décèle la plupart du temps jusqu'à 30% de calcaire, surtout organogène, provenant d'accumulations de coquillages d'organismes du plancton; parfois cette teneur en $CaCO_3$ s'élève à 40-50% et la boue est dite alors « calcaire ».

L'extension de la *boue « rouge »* est beaucoup moins importante. Sa composition est très proche de celle de la boue « bleue ». On y retrouve les mêmes grains fins de limon et d'argile, avec une faible dose de grains minéraux (quartz surtout) et beaucoup de $CaCO_3$ organogène. La boue est colorée en rouge, brun ou jaune par les oxydes de fer. Son aire d'extension explique assez bien les conditions de sa formation. Ordinairement, elle domine près des embouchures des *grands fleuves*, tels que l'Amazone, le Yang-tséu-kiang, le Houang-Ho qui traversent des régions où abondent les produits de décomposition de roche de couleur rouge d'une haute teneur en oxydes de fer. Ces matériaux sont pris en charge par les cours d'eau et évacués vers les bassins marins (mer Jaune, Atlantique, etc.). La boue « rouge » peut également s'étaler en petites quantités en bordure des côtes à sols rouges et où les conditions de leur évacuation vers la mer sont favorables. En guise d'exemple citons les dépôts rouges de la partie Sud-Est de la mer Noire.

La *boue et* les *sables « verts »* apparaissent dans la zone de la plate-forme continentale à 80-100 m de profondeur et descendent jusqu'à 2 300 m, mais leur aire d'extension principale est la zone

de transition entre la plate-forme continentale et le talus (aux environs de 200 m et au-dessous). La boue « verte » est d'une texture plus grossière que les boues « bleue » et « rouge » et elle est souvent constituée de sables fins. Dans certains cas, elle contient plus de 30% de $CaCO_3$ et devient alors calcaire. La couleur verte est donnée par la glauconie, minéral qu'elle recèle. Les boues à glauconie ne se forment que dans des conditions bien déterminées. Elles s'accumulent sur des talus abrupts de roches éruptives, où l'apport de matériau terrigène est faible et près desquels passent des courants puissants et froids. La confluence de courants chauds et froids, amenant la modification du régime du bassin est particulièrement favorable à leur formation (Chvétsov, 1958). Quant à la glauconie elle se forme soit par décomposition au fond de la mer de grains d'alumino-silicates (spicules, verre volcanique), soit par suite de la précipitation du gel à partir des solutions colloïdales apportées du continent. La présence d'oxyde ferreux dans les glauconies prouve qu'elles se sont constituées dans un milieu oxygéné. Les boues « vertes » à glauconie, comme les roches sédimentaires anciennes, contiennent fréquemment des inclusions de nodules de phosphate.

Boues à calcaire organogène. Outre les dépôts terrigènes déjà décrits, une part notable dans la sédimentation du talus revient aux boues organogènes, surtout calcaires dont la teneur en $CaCO_3$ est variable. C'est le plancton qui joue ici le rôle primordial ; ses organismes abondent dans les couches superficielles où pénètrent les rayons solaires. Des milliards de tests minuscules tombent de cette zone jusqu'au fond où en s'accumulant ils constituent des boues calcaires blanches, jaunes et parfois verdâtres. Les organismes du plancton se déposent également en masse dans la zone de la plate-forme continentale ; mais comme cette zone est essentiellement une aire d'accumulation terrigène et benthique ils n'y forment le plus souvent que des apports d'appoint. Leur participation s'accroît à mesure que la profondeur augmente et que l'apport terrigène diminue.

Les sédiments calcaires organogènes sont constitués ordinairement par des Foraminifères, des Ptéropodes et des Coccolithoforidées, algues calcaires microscopiques ; c'est d'après ces organismes qu'on distingue les types de boues marines.

La *boue à Foraminifères* est constituée dans sa masse par d'amas de coques calcaires de Foraminifères (fig. 153) mélangées à de notables quantités de matériaux détritiques dont les grains atteignent 0,1 mm de diamètre. La présence de ces derniers témoigne de la proximité de la côte et de son influence sur la sédimentation. Dans ces boues on rencontre par endroits une grande quantité de Ptéropodes et de Coccolithes (lamelles des algues calcaires). Extérieurement, les boues à Foraminifères se présentent sous forme de dépôts meubles de couleur blanche, jaune ou verdâtre. Un exemple nous

est donné par les sédiments du golfe du Mexique constitués de craie presque pure où la teneur en $CaCO_3$ atteint 82-90%.

La teneur en $CaCO_3$ des dépôts identiques de la Méditerranée est inférieure (moins de 60%); ils sont aussi composés surtout de Foraminifères, ainsi que de Ptéropodes et de Coccolithophoridées. Dans la zone du talus continental les boues calcaires constituent souvent une variante faciale des boues « bleues » terrigènes.

La *boue à Ptéropodes* est composée dans sa majeure partie de fines coquilles en aragonite de mollusques flottants, connus sous le

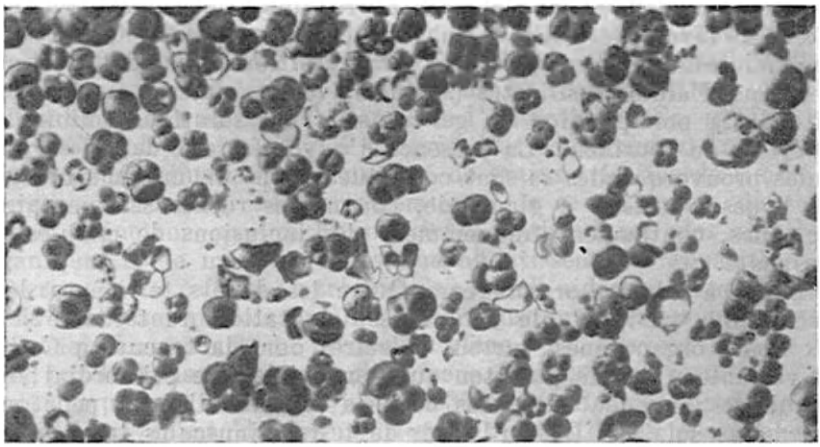


Fig. 153. Boue à Foraminifères

nom de Ptéropodes. On y trouve aussi beaucoup de Foraminifères, d'algues calcaires et de débris minéraux. Ce type de boue apparaît principalement dans les océans des tropiques, à des profondeurs allant jusqu'à 3 000 m.

Sédiments de la cuvette océanique (zone abyssale). Dans cette région, la plus éloignée du rivage, l'apport du matériau terrigène est insignifiant; le rôle des dépôts organogènes devient donc primordial. Parmi ces formations on distingue les boues calcaires à Globigérines et les boues siliceuses, à Radiolaires et à Diatomées, dénommées ainsi d'après les organismes du plancton qui y dominent.

La *boue à Globigérines* est composée surtout de petits tests et de débris de Foraminifères appartenant à la famille des *Globigérines* (fig. 154). Celles-ci abondent surtout dans les zones tropicales et tempérées des océans, ce qui explique la grande extension des boues à Globigérines. Les coques en calcaire très fragiles des Globigérines sont facilement attaquées par l'eau de mer. Leur destruction peut s'effectuer de deux manières: par dissolution à de grandes profondeurs sous une pression élevée et une température basse ou par

décomposition des coques en cristaux élémentaires. C'est là l'explication probable de l'extension limitée de cette boue en profondeur (jusqu'à 3 500-4 000 m). Peu de coques parviennent à 5 000 et moins encore à 6 000 m. Extérieurement, ce sédiment meuble est le plus souvent de couleur bleue, rose ou jaune et a l'aspect de la craie. Il s'y mélange également d'autres organismes dont la proportion peut atteindre 10% et des argiles fines dont la teneur varie de 2 à 30%. Les boues abyssales à Globigérines passent graduellement à des boues à Foraminifères de dépôts

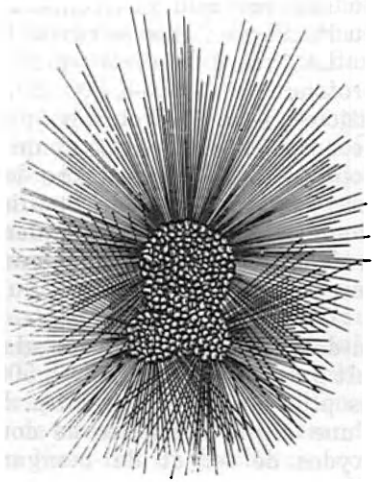


Fig. 154. *A* — Boue à Globigérines; *B* — Globigérine (très grossie)

bathyaux et ne s'en distinguent que par l'absence de débris grossiers. Les grains minéraux qu'elles renferment ne dépassent pas 0,01 mm de diamètre.

La *boue à Diatomées* est composée dans sa grande masse de coques siliceuses d'algues de Diatomées. Les conditions les plus propices à la vie des Diatomées sont réunies dans les couches superficielles que les rayons solaires atteignent. A la différence des Globigérines qui prolifèrent surtout dans les eaux chaudes, les Diatomées abondent dans les mers froides, surtout autour de l'Antarctique et à l'Extrême-Nord du Pacifique. Elles se multiplent très rapidement. Ainsi, pour préserver le port de Wismar (mer du Nord) de l'invasion des Diatomées, on en extrait chaque année près de 550 m^3. Ces organismes microscopiques construisent leur coque avec de la silice qu'ils obtiennent soit à partir de l'eau, même si sa teneur y est infime, soit en extrayant le SiO_2 des alumino-silicates lors de la décomposition de leurs particules. Dans les zones d'extension des Diatomées, de grandes quantités d'argiles sont apportées dans les océans par les icebergs. Ces argiles restent longtemps en suspension dans les mers septentrionales froides et les algues peuvent les décomposer

Une boue à Diatomées est ordinairement un dépôt meuble, de couleur jaune. Outre les Diatomées, elle comporte certaines espèces de Foraminifères qui peuvent vivre dans l'eau froide et du matériau terrigène apporté par les icebergs.

Les boues à Diatomées abondent à des profondeurs de 1 000 à 4 000 m et forment deux bandes s'étirant l'une suivant 60° de latitude Sud environ, et l'autre dans la partie septentrionale du Pacifique ; elles se rencontrent parfois dans l'Atlantique.

La *boue à Radiolaires* est la boue organogène des plus grandes profondeurs (4 000-8 000 m). Elle est composée surtout de débris siliciques de Radiolaires (plus de 50%), ainsi que de Diatomées, de spicules d'Eponges et de boue rouge des grands fonds dont la boue à Radiolaires est une des variantes. On la trouve surtout dans les zones tropicales du Pacifique et de l'océan Indien dont les eaux chaudes sont particulièrement favorables à la multiplication des Radiolaires, les grandes profondeurs entravant le développement des organismes calcaires du plancton.

L'*argile rouge des fonds océaniques* couvre de vastes étendues au-delà des zones d'accumulation massive du plancton. Elle apparaît à des profondeurs de 3 500 à 8 000 m dans les parties de l'océan les plus éloignées des côtes. Ses propriétés et son aspect sont ceux d'une argile ordinaire de couleur brune ou rouge brique due aux oxydes de fer et de manganèse qu'elle contient. On considérait encore récemment que les matériaux terrigènes ne pouvaient pas être transportés jusqu'aux zones lointaines de l'océan ; aussi croyait-on que l'argile rouge des fonds océaniques provenait de la désagrégation des roches en place, de la décomposition des terrains éruptifs.

L'étude des dépôts océaniques réalisée sur une vaste échelle par l'Institut d'Océanographie de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S. dans diverses zones de l'Océan Mondial a cependant montré que cette argile est un dépôt polygénique complexe. Elle est constituée de : 1) débris insolubles de Foraminifères dont les parties calcaires des squelettes se dissolvent sous l'action de pressions élevées et ne descendent pas à de grandes profondeurs ; 2) particules colloïdales très fines (argile et autres substances) apportées par les fleuves et entraînées par les courants jusqu'à des zones éloignées des côtes ; 3) poussière éolienne ; 4) particules détritiques apportées par les icebergs ; 5) produits d'éjection des volcans (sous-marins ou non) ; 6) inclusions minérales en forme de petites boules (0,2 mm de diamètre) de fer nickelifère (composante principale des météorites ferreuses) qui sont des poussières météoriques ; 7) dépôts organogènes insolubles : dents de squales, osselets d'oreille des baleines, etc. Le grand nombre de ces inclusions organogènes dans l'argile rouge (jusqu'à 100 dents par carotte retirée), et des boules de poussière météorique (20 à 30 par carotte), alors qu'elles sont rares (2 à 3 par carotte) dans les boues examinées précédemment, témoigne d'une très grande durée d'accumulation. Un autre argument à l'appui

de cette longue durée d'accumulation nous est fourni par le fait que certaines dents extraites de carottes peu épaisses (jusqu'à 40 cm) appartiennent à des poissons fossiles ayant vécu il y a des millions d'années. La composition de l'argile rouge varie suivant la profondeur et l'endroit.

Tels sont les divers types de sédiments marins. Sur la base de nombreuses années d'étude et de synthèse de toutes les données nouvelles, l'Institut d'Océanographie de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S. a dressé une carte de la répartition des dépôts dans l'Océan Mondial (fig. 155).

Comme on le voit, les dépôts terrigènes occupent une place prépondérante dans l'océan Glacial Arctique. Dans les cuvettes océaniques, ils sont représentés par des boues argileuses très fines, alors qu'à la surface de la dorsale Lomonossov et sur la plate-forme continentale, ils sont constitués de sables et de boues farineuses grossières (la texture plus grossière des dépôts de la dorsale Lomonossov est due à des courants de fond). L'océan Glacial Arctique est caractérisé par la présence constante sur son fond de gros matériaux détritiques sous forme de gravier, de galets et de blocs mal roulés apportés par les glaces (N. Bélov, N. Lapina). Les dépôts terrigènes bordent la partie orientale de l'Amérique du Nord et le Groenland, d'où ils s'étendent vers les côtes de Scandinavie et de Grande-Bretagne. Ils abondent au Nord et au Nord-Est du Pacifique, couvrent une partie importante du fond de presque toutes les mers bordières et continentales et entourent l'Antarctide d'une large bande d'en moyenne 500-750 km (1 400 km au maximum). Dans ce dernier cas, le transport des matériaux détritiques est assuré surtout par les glaces qui descendent de l'Antarctide et par les icebergs. On y trouve tous les types de dépôts, des blocs et des graviers jusqu'aux boues farineuses et argileuses.

Les dépôts apportés par les icebergs abondent non seulement dans les zones de la plate-forme continentale et du talus continental de l'Antarctide, mais aussi sur le fond des parties méridionales des océans. Plus on s'éloigne du continent, moins le rôle des matériaux terrigènes devient important.

Ainsi, dans la partie Sud du Pacifique et de l'océan Indien, à mesure que l'on s'écarte des côtes de l'Antarctide les dépôts terrigènes sont peu à peu remplacés par des boues argileuses à Diatomées, elles-mêmes supplantées ensuite par des dépôts à Diatomées (avec une teneur en SiO_2 allant jusqu'à 60 %). La large ceinture, presque continue, de ces derniers, borde les dépôts apportés par les glaces et les icebergs. Vers l'équateur, les boues à Diatomées privées ou presque de carbonates voient leur teneur en $CaCO_3$ augmenter assez vite et passent petit à petit aux dépôts organogènes carbonatés.

La deuxième région des boues à Diatomées est celle du Nord de l'océan Pacifique où elles s'étirent à travers la mer d'Okhotsk dans la direction de l'Amérique en constituant une bande relative-

ment étroite qui s'arrête à l'extrémité Nord de la ride sous-marine des îles Hawaii. D'après P. Bezroukov, la teneur en silice amorphe des boues à Diatomées est variable. Elle est plus grande dans les dépôts des mers d'Okhotsk et de Béring (30-40%, parfois 56%), que dans ceux du Nord-Ouest du Pacifique.

Les vastes étendues des cuvettes océaniques sont tapissées par deux types principaux de dépôts (fig. 155) : les dépôts calcaires à Foraminifères surtout et l'argile rouge des fonds océaniques qui fait place en certains endroits de la zone subéquatoriale à des boues siliceuses à Radiolaires formant des taches isolées relativement petites sous 10° de latitude Sud (dans l'océan Indien) et s'étirant en bande sous 10° de latitude Nord.

La *boue à Ptéropodes* forme de petites bandes ou des taches isolées dans la partie centrale de l'Atlantique entre l'Amérique du Sud et l'Afrique, dans sa partie occidentale (près des Antilles), dans la mer Rouge et d'autres régions de la zone subéquatoriale.

Les *dépôts récifaux* correspondent à la zone subéquatoriale du Pacifique (entre 20-30° de latitude Nord et 20-30° de latitude Sud) et à l'océan Indien.

Les *sédiments à glauconie*, comportant par endroits des phosphorites, s'étendent le long des côtes de l'Amérique du Nord et du Sud, de l'Afrique occidentale et méridionale, de l'Australie, de la Nouvelle-Zélande.

Tous les sédiments océaniques se distinguent par la présence de matériaux pyroclastiques, de produits de fragmentation de roches éruptives.

Telle est la distribution générale dans l'Océan Mondial des sédiments terrigènes, organiques, chimiques et volcaniques. La carte montre que l'accumulation des dépôts obéit à certaines règles. Le processus de sédimentation est étroitement lié à: 1) la différenciation en zones climatiques suivant la latitude qui détermine à mesure qu'on s'approche de l'équateur le remplacement des boues siliceuses des zones polaires et circumpolaires par des boues calcaires; 2) la zonalité verticale qui conditionne les modifications dans les dépôts avec la profondeur; 3) l'éloignement du continent; 4) l'existence de chaînes de montagnes et d'édifices volcaniques émergés ou immergés.

§ 13. Processus de sédimentation dans les lagunes

Dans les lagunes coupées de la mer par des barres ou des flèches l'accumulation des dépôts présente des traits particuliers. En guise d'exemple on peut citer les formations actuelles des lagunes de Sivach, de Kara-Bogaz-Gol, du Kourski Zaliv, etc.

Le Sivach ou « mer Putride » se trouve à l'Ouest de la mer d'Azov dont elle est séparée sur une grande distance par la flèche Arabatskaïa.

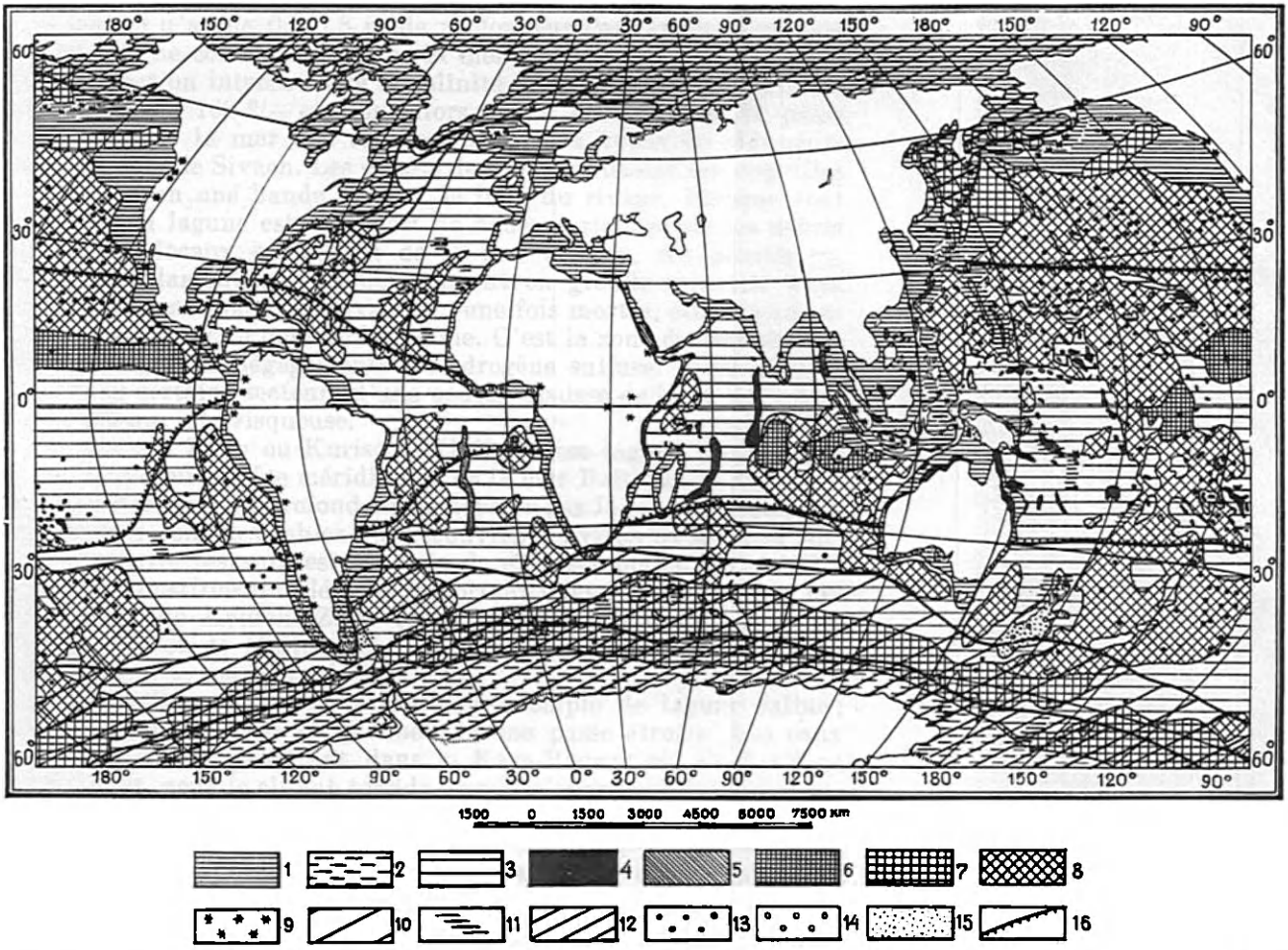


Fig. 155. Carte montrant les divers types de sédimentation de l'Océan Mondial (établie par P. Bezroukov, A. Lissitsyn V. Pétéline et N. Skorniakova). I. **Dépôts terrigènes:** *1* — dépôts terrigènes (graviers et galets, sables, farines, pélites) *2* — dépôts terrigènes apportés par les icebergs (graviers et galets, sables, farines, pélites). II. **Dépôts organogènes** a) *carbonatés* (>30% de $CaCO_3$): *3* — Foraminifères (sables, farines, pélites); *4* — Récifaux (blocs, gravier et galets sables, farines); *5* — Ptéropodes (gravier, sables, farines); b) *siliceux et silico-argileux* (>10% de SiO_2; *6* — Radiolaire (farines, pélites); *7* — Diatomées (farines, pélites). III. **Dépôts polygènes:** *8* — argiles rouges des fonds océaniques IV. **Désignations supplémentaires:** *9* — volcans actifs; *10* — matériaux détritiques disséminés par les icebergs *11* — matériaux disséminés par les volcans; *12* — matériaux disséminés par les glaciers; *13* — concrétions de manganèse; *14* — concrétions phosphatées; *15* — glauconie; *16* — limite de l'extension des organismes constructeurs d récifs et des mangroves

Cette lagune n'a que 0,6-0,8 m de profondeur (par endroits un peu plus) et elle ne communique avec la mer que par une passe étroite. Une évaporation intense élève la salinité dans sa partie méridionale jusqu'à 120 ou 160 ‰ et plus, alors qu'au débouché de la passe s'ouvrant dans la mer elle est normale. Deux types de sédiments dominent dans le Sivach. Les dépôts de sable contenant des coquilles se disposent en une bande étroite, le long du rivage. Presque tout le reste de la lagune est recouvert de boues enrichies par les débris organogènes locaux ou venant de la mer d'Azov. Au printemps, des algues filamenteuses se développent en grande quantité dans la partie septentrionale du Sivach et, une fois mortes, elles commencent à se putréfier au fond de la lagune. C'est la zone des sulfobactéries et des grands dégagements d'hydrogène sulfuré. D'où l'apparition dans certains secteurs d'une couche épaisse de boue noire très fine, huileuse et visqueuse.

Le Kourski Zaliv ou Kurisches Haff est une lagune à eau douce qui se trouve sur la côte méridionale de la mer Baltique, à l'embouchure du Niémen. Sa profondeur ne dépasse pas 15 m. Les sédiments dominants y sont des sables qui recouvrent environ 51% de sa surface. La partie restante est tapissée de diverses boues. La matière organique constitue un élément important dans la composition des boues fines. Le Kourski Zaliv est également très riche en coques d'Ostracodes et de Mollusques, d'où la teneur élevée de l'eau en $CaCO_3$ (15-25%, parfois plus).

Le Kara-Bogaz-Gol est le meilleur exemple de lagune saline; il communique avec la Caspienne par une passe étroite. Les eaux de cette mer, en pénétrant dans le Kara-Bogaz-Gol, s'échauffent fortement et, sous le climat torride et sec, s'évaporent intensément. C'est pourquoi la salinité du Kara-Bogaz-Gol est plus de 20 fois supérieure à celle de la Caspienne. Pendant la longue période d'hiver, il se produit dans le Kara-Bogaz-Gol une précipitation de mirabilite dont la plus grande partie se dissout en été. La modification des conditions d'alimentation de la lagune et de la concentration de sa solution provoque la précipitation d'autres sels. Ainsi, en 1930, s'amorça un dégagement d'halite (NaCl) simultanément à celui de la mirabilite; ce phénomène était dû à l'abaissement du niveau de la Caspienne et à l'élévation qui en résulta de la concentration des sels. D'après A. Ivanov, le Kara-Bogaz-Gol a connu trois périodes de hausse de concentration. Des forages ont décelé sous le placage des sels actuel une couche de boue calcairo-gypseuse. Les dépôts sous-jacents sont représentés par une couche saline moyenne constituée de sel gemme et de glaubérite sous laquelle se trouvent de nouveau des boues qui recouvrent la couche saline inférieure de sel gemme, de mirabilite, de glaubérite et d'astrakhanite. L'eau venant de la Caspienne apporte dans le Kara-Bogaz beaucoup de plancton qui en périssant s'accumule dans la boue noire d'où se dégage en grande quantité de l'hydrogène sulfuré.

Les dépôts lagunaires présentent un grand intérêt pratique. Il s'y forme divers sels qu'on utilise dans l'industrie. En outre, la concentration des micro-organismes enrichit ces lagunes en albumines et en lipides qui se transforment en bitumes, témoignant ainsi de l'éventualité de la formation du pétrole au sein des lagunes.

§ 14. Diagenèse des dépôts marins

Les processus de sédimentation actuels dans les bassins marins ne sont pas seulement intéressants par eux-mêmes, mais aussi par les renseignements qu'ils nous fournissent sur le déroulement des phénomènes semblables dans le passé. Les roches sédimentaires composant la partie externe de l'écorce terrestre sont formées surtout de dépôts d'anciennes mers ayant subi des modifications notables. Les boues déposées dans les bassins marins sont toujours des formations meubles. Leur transformation en roches consolidées (lapidification) résulte d'une évolution longue et complexe du dépôt qui peut durer des dizaines et même des centaines de milliers d'années. C'est cette transformation des dépôts marins en roches sédimentaires qu'on appelle *diagenèse* (du grec διαγενεσις — régénérer). D'après N. Strakhov, les modifications subies par les dépôts marins ont pour cause de nombreux facteurs dont: 1) dissolution et évacuation du dépôt des minéraux peu stables; 2) apparition de minéraux nouveaux correspondant au nouveau milieu physico-chimique; 3) substitution de certaines substances (métasomatose) et formation de concrétions; 4) recristallisation et cimentation.

Le degré des modifications subies par les dépôts marins durant la diagenèse est fonction de leur composition minéralogique, de leur homogénéité, de la grosseur des grains qui le composent, etc. Les sédiments les moins touchés sont les dépôts constitués de grains de quartz homogènes; au cours de la diagenèse ils ne sont que consolidés par tassement ou cimentation sans qu'apparaissent des changements notables de leur composition minérale. Il en est tout autrement des boues calcaires homogènes qui sont le siège d'une dissolution partielle de $CaCO_3$ et d'une recristallisation rapide: les grains fins initiaux sont remplacés par des cristaux plus gros. Mais les plus grandes modifications sont subies par les boues marines composées d'un mélange hétérogène de débris détritiques, de substances chimiques précipitées et de débris d'organismes morts. Une interaction chimique s'amorce aussitôt entre les divers constituants du dépôt initial et l'eau qui l'imbibe dès son accumulation. Il en résulte la formation de nouveaux minéraux et la dissolution et l'évacuation des minéraux devenus instables dans les conditions nouvelles. C'est ainsi que les particules calcaires du dépôt sont dissoutes par l'excès d'acide carbonique dans les eaux de fond. Dans la phase initiale de la diagenèse les transformations subies par les couches supérieures des boues présentent une certaine uniformité

résultant d'une humectation très poussée (plus de 60% pour les boues fines), de la présence massive de bactéries diverses et de l'existence d'un milieu oxydant ou neutre. L'humidité très élevée joue un rôle primordial dans le phénomène de métasomatose. Elle conditionne les déplacements des matières par diffusion dans les sens vertical et horizontal, contribuant ainsi à la formation de nouveaux minéraux (N. Strakhov, 1954).

Les Bactéries qui prolifèrent dans les boues participent activement à la diagenèse. Elles provoquent une transformation profonde des matières organiques du dépôt. En décomposant les hydrocarbures et les combinaisons organiques, les bactéries créent de nouveaux réactifs et modifient ainsi les conditions chimiques du milieu. Dans certains cas, elles assurent l'oxydation de quelques combinaisons protoxydes, dans d'autres elles transforment les oxydes en protoxydes.

La nature et la quantité de la matière organique contenue dans le sédiment exercent une grande influence sur l'orientation de la diagenèse. Une grande accumulation de matières organiques dans le dépôt entraîne une déficience en oxygène ainsi que l'élaboration d'anhydride et d'hydrogène sulfuré, c'est-à-dire qu'elle contribue à créer les conditions d'un milieu réducteur.

Dans le processus d'élaboration et de substitution de nouveaux minéraux un rôle important revient au degré d'acidité du dépôt et à sa teneur en oxygène libre. L'apparition d'oxygène est déterminée à son tour par plusieurs facteurs dont:

1) l'intensité de la circulation verticale de l'eau dans les bassins marins;

2) la teneur en matière organique;

3) la composition granulométrique du dépôt.

Les variations de la teneur en oxygène se répercutent surtout sur les combinaisons de fer qui, à mesure que l'acidité du dépôt se modifie, engendrent divers minéraux. Si le milieu est oxydant, les oxydes de fer ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$) apparaissent; si l'effet oxydant s'affaiblit, il se forme de la glauconie; en milieu neutre ou faiblement réducteur sont élaborées les sidérites ($FeCO_3$), et en milieu réducteur s'établissant dans des dépôts riches en matière organique, ce sont des sulfures de fer.

Le contenu du dépôt en oxygène dépend non seulement de sa teneur en matière organique mais aussi de sa granulométrie. Dans la zone littorale où dominent les sables très perméables à porosité élevée dont la teneur en matières organiques est infime, se créent les conditions d'un milieu oxydant qui s'observent également dans les parties profondes du dépôt. Parmi les formations nouvelles on ne trouve ici que des hydroxydes de fer et de manganèse qui constituent des éléments indépendants ou des pellicules brunes enveloppant les grains de sable. Au large, là où la mer est plus profonde et où abondent les boues fines riches en matière organique

et en Bactéries, un milieu oxydant ou neutre n'existe que dans la couche superficielle du dépôt de 10 à 15 cm, la couche sous-jacente constituant un milieu réducteur. Cette zone superficielle d'oxydation contient des concrétions brunes d'hydroxydes de fer et des amas brun-noir et noirs d'oxydes de manganèse. Quant au milieu réducteur, il est le siège de la formation de protoxydes. Certains secteurs des bassins marins ne comportent pas de zone d'oxydation.

La diagenèse, amenant la substitution de certains minéraux par d'autres, peut être également provoquée par des modifications du milieu. C'est le cas qui se présente lors d'une nouvelle accumulation de dépôts. Le milieu des sédiments antérieurs d'oxydant devient réducteur du fait de sa couverture par de nouveaux dépôts. L'anhydride et l'hydrogène sulfuré de ce nouveau milieu transforment en protoxydes les oxydes de fer, de manganèse et d'autres éléments. Les protoxydes, plus mobiles, passent dans les couches supérieures où, en s'oxydant, ils peuvent de nouveau former des minéraux stables dans un milieu oxydant ou neutre.

L'interaction prolongée des particules hétérogènes entre elles et avec le milieu, ainsi que l'augmentation continuelle de la pression aboutissent au tassement et à la consolidation du dépôt. Sous ce rapport un rôle de premier plan revient à la recristallisation et à la cimentation.

La recristallisation est particulièrement active dans les boues d'origine organogène ou chimique, en premier lieu dans les dépôts carbonatés et siliceux et d'une moindre façon dans les dépôts argileux. La recristallisation est d'autant plus active que les sédiments sont plus homogènes, leur texture plus fine et la solubilité des minéraux qu'ils contiennent plus grande. Les récifs coralliens peuvent servir l'exemple d'une recristallisation rapide qui transforme une masse organique en un calcaire cristallisé.

La consolidation des roches détritiques se réalise surtout par *cimentation*. Les matières liantes ou ciment peuvent se former par diverses voies. Elles peuvent être de nature *syngénétique*, autrement dit s'accumuler en même temps que le dépôt, ou *épigénétique* et se former durant les modifications ultérieures du dépôt. Ordinairement, le rôle de ciment primaire est rempli par l'acide silicique. Parmi les combinaisons nouvelles apparaissant durant la diagenèse et cimentant les particules détritiques, on peut citer les oxydes de fer, les carbonates et les diverses variantes de la silice (opale, calcédoine). La nature de la matière qui cimente est souvent reflétée par la dénomination de la roche : grès à ciment ferrugineux, calcaire, etc. C'est ainsi que les dépôts meubles de mer, après de longues modifications, se transforment en roches consolidées. Suivant la répartition de la matière liante, cette consolidation peut englober soit toute l'épaisseur du sédiment, soit seulement certaines de ses parties.

Durant la diagenèse, on voit se former diverses *concrétions*. Ce sont des agrégats ou des nodules de forme, de structure et de grandeur différentes (de fractions de millimètre à plusieurs mètres de diamètre), encaissées dans des roches sédimentaires. Elles sont surtout fréquentes dans les roches poreuses, les sables, les grès, ainsi que dans les calcaires et les dolomies fissurés et karstifiés. D'après leur composition on distingue des concrétions d'opale, de calcédoine, de quartz, de fer, de phosphate, de pyrite et de gypse. Elles se forment de diverses façons : 1) par dégagement irrégulier de nouvelle matière durant les mouvements de la solution dans le dépôt ; dans les zones favorisées, cette matière est précipitée et elle cimente le dépôt meuble en donnant des concrétions; 2) par comblement avec de la matière minérale des vides du dépôt en compaction ou de la roche. Ces concrétions ont souvent une structure concentrique qui témoigne de la continuité de la sédimentation. Leur forme irrégulière est conditionnée par celle des contours des vides initiaux. Si les parois internes des vides des roches sont revêtues d'un enduit de cristaux réguliers, ces formations portent le nom de *géodes*; 3) par précipitation concentrée de matières minérales autour de débris organiques isolés qui, en dégageant diverses combinaisons chimiques, créent des foyers locaux à réactions chimiques intenses. Ces foyers, constitués d'organismes concentrant autour d'eux plus de matière minérale que les secteurs voisins, deviennent ensuite les centres d'attraction et de cristallisation de la matière initialement dispersée dans le dépôt. C'est ainsi que se forment les nodules de pyrite, de phosphorite, de calcédoine, de calcite, etc.

Si les organismes possèdent des coquilles de carbonate de calcium facilement soluble, la formation des concrétions entraîne alors une transformation chimique radicale de ces coquilles. Le $CaCO_3$ se dissout et est remplacé par d'autres combinaisons (P_2O_5 lors de la formation des phosphorites), la forme restant inchangée. Si le nouveau minéral en se substituant à l'ancien conserve sa forme, cette modification s'appelle *pseudomorphose* (pseudomorphose de la pyrite en hématite brune, des coquilles d'Ammonites en phosphorite, etc.).

La substitution de certaines matières dans les dépôts se produisant au cours de la diagenèse peut aboutir dans certaines couches à une concentration importante de concrétions, c'est-à-dire à la formation de gîtes de minerais pouvant être utilisés industriellement. Des exemples nous sont fournis par les minerais de sidérite, les accumulations de nodules de phosphorites, parfois de soufre natif (lors de la réduction de sulfures par la matière organique ou par des Bactéries anaérobies), etc. La formation du pétrole à partir de la matière organique est aussi en rapport avec le processus de diagenèse.

Des conceptions modernes sur l'origine du pétrole ont été formulées par l'académicien I. Goubkine, puis ont été développées

par de nombreux chercheurs. Il en découle que le pétrole et le gaz sont formés à partir des hydrocarbures, produit de la décomposition, sans accès d'oxygène, de débris organiques microscopiques dispersés dans les dépôts vaseux. Le phénomène débute dès la phase des boues et se poursuit sans doute pendant toute la durée de la diagenèse. Une grande importance acquiert, sous ce rapport, la présence dans la même série de dépôts de roches à gros pores. Durant la diagenèse, la pression s'accentuant (par suite de la subsidence et de l'accumulation de nouveaux sédiments), les hydrocarbures remplissant les pores subcapillaires des roches limoneuses (roche mère) sont expulsés dans les roches attenantes perméables à gros pores qui ont reçu le nom de collecteurs. La majorité des gîtes pétrolifères a tendance à se concentrer dans les régions de fléchissements de l'écorce terrestre recouvertes de sédiments épais où les accumulations de matière organique dispersée ont été fossilisées assez rapidement durant la subsidence par de nouveaux dépôts et ont subi une pression croissante et un faible échauffement dû à l'élévation de la température, autrement dit se sont trouvées dans les conditions les plus favorables à leur transformation.

Sous ce rapport, un rôle important revient à la coexistence de lagunes et de grandes formes accumulatives telles que les barres, les flèches, etc., formées de sables ou d'un mélange hétérogène de sable, de gravier et de galets. L'étude de certains gisements de pétrole a montré que ces formations sont de très bons collecteurs du pétrole qui subit des migrations à partir des dépôts mères constitués par les boues lagunaires.

Ainsi, la diagenèse est un phénomène compliqué et prolongé qui acquiert une grande importance pour la formation des roches sédimentaires et de certains gisements de minerais utiles. Pourtant, tout dans ce processus n'est pas clair et bien de caractéristiques restent encore obscures et insuffisamment étudiées.

Le mécanisme de la diagenèse a été exposé schématiquement pour la première fois par N. Strakhov en 1954. En considérant les modifications subies par les roches comme un phénomène continu, N. Strakhov distingue 4 phases (fig. 156).

La première correspond à l'époque durant laquelle la couche supérieure du dépôt se trouve dans la zone d'oxydation ou neutre riche en Bactéries. De nouveaux minéraux apparaissent dont la composition correspond aux conditions du milieu. Dans la zone côtière, il se forme des amas d'oxydes de fer et de manganèse et, plus loin vers le large, dans les boues fines, de la glauconie et des phosphorites.

Dans la deuxième phase le dépôt se trouve dans la zone de réduction. Les sulfures et les oxydes de fer et de manganèse sont réduits, des minéraux apparaissent sous la forme de protoxydes (silicates de fer et sidérites dans les dépôts sableux et limoneux au voisinage des côtes, sidérites et pyrites dans les boues à grains fins des fonds

plus éloignés). La formation des protoxydes est d'autant plus rapide que la quantité de matière organique dans le dépôt est plus élevée.

La troisième phase est caractérisée par la substitution des éléments minéraux au sein du dépôt (métasomatose), la formation de

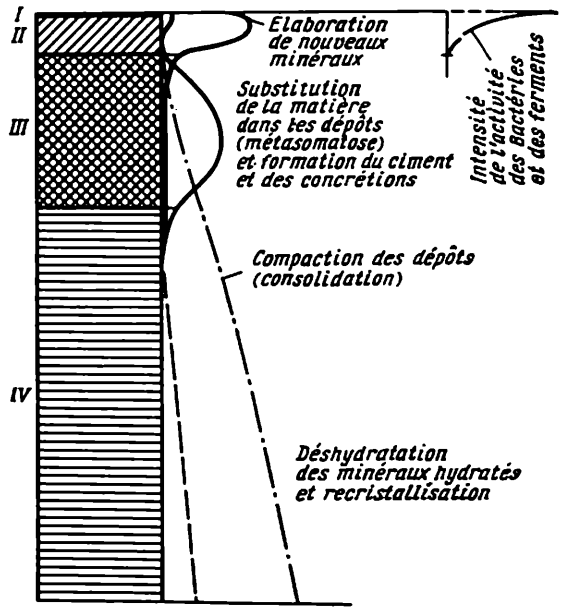


Fig. 156. Phases de la diagenèse (d'après Strakhov)

concrétions et la cimentation. N. Strakhov estime que la substitution de nouveaux minéraux peut être déclenchée sous l'effet de trois causes :

1) la perte des gaz par le dépôt, surtout de CO_2 ;

2) la différence de milieu physico-chimique de divers secteurs conditionnée par l'hétérogénéité engendrée durant les premières phases de diagenèse ;

3) la recristallisation des nouvelles formations minérales.

La quatrième phase est celle de la consolidation du dépôt par compaction et de sa transformation en roche. La compaction s'accompagne de l'expulsion de l'eau des couches inférieures vers les parties supérieures de dépôt ; on voit s'amorcer simultanément la déshydratation des minéraux riches en eau et la recristallisation.

Tous les phénomènes s'observent au cours de toutes les phases distinguées, mais leur rôle varie en importance en fonction du temps.

CHAPITRE 11

Action géologique des lacs

§ 1. Notions générales

On appelle *lacs* les dépressions de la surface terrestre remplies d'eau et n'ayant pas de communication directe avec la mer. L'étude de leur formation, des conditions physico-chimiques qui y règnent et des organismes qui les peuplent constitue une branche spéciale de l'hydrologie : la *limnologie* (du grec λιμνη — lac, marais, et de λογος — science).

Du point de vue géologique, l'importance des lacs est bien moindre que celle des mers et des cours d'eau. Pourtant, l'étude des lois qui régissent leur distribution géographique, de leur position hypsométrique, des formes de leurs cuvettes, de la salinité de leurs eaux, etc., aide à la compréhension des changements et des processus se déroulant au sein et à la surface de l'écorce terrestre. Ainsi, la transformation d'un lac à écoulement en bassin fermé, d'un lac à eau douce en lac salé, témoigne d'un passage d'un climat humide à un climat chaud et aride. De même la présence de grands lacs très profonds à de hautes altitudes peut indiquer des mouvements tectoniques importants, des fractures et des affaissements le long des plans de faille de grands blocs. Mais les géologues s'intéressent tout particulièrement à la sédimentation actuelle dans les cuvettes lacustres, car son étude contribue à la connaissance de l'origine des dépôts identiques accumulés aux époques antérieures et permet surtout de découvrir des gîtes de minerais utiles qui, si les conditions sont favorables, peuvent se former au fond des lacs.

Les lacs occupent 1,8 % de la surface terrestre. Ils varient quant à leur grandeur, des petites nappes lacustres inférieures à 1 km carré, jusqu'aux énormes réservoirs de milliers et de dizaines de milliers de kilomètres carrés. Leur profondeur varie de dizaines de centimètres (0,8 m pour le lac Elton) jusqu'à 1 741 m (Baïkal). Les plus grands d'entre eux, telles la mer Caspienne et la mer d'Aral, sont par leur action géologique plus proches des mers ; c'est pourquoi on les nomme ainsi (voir chapitre 10). Le tableau 12 donne quelques renseignements sur certains lacs d'U.R.S.S. et d'autres pays (d'après B. Bogoslovski et O. Langue).

Tableau 12

Lacs	Surface (en milliers de km)	Altitude moyenne absolue (en m)	Profondeur maximale (en m)
1	2	3	4
Caspienne	395,0	—28,0	980
Aral	65,5	53	68
Baïkal	30,5	455	1 741
Ladoga	17,7	4	225
Balkhach	17,4	339	26
Onéga	9,6	33	110
Issyk-Koul	6,1	1 609	702
Sévan	1,4	1 914	99
Ilmen	2,2		9,7
Téletskoïé	0,23		325
Elton	0,15		0,8
Léman	0,6	376	309
Koukou-nor	4,2	3 205	38
Victoria	69,4	1 134	80
Tanganyika	32,9	773	1 435
Supérieur	82,4	183	393
Michigan	58,0	177	281
Erié	25,7	174	64
Ontario	19,5	75	237

§ 2. Origine des cuvettes lacustres

Elle est très variée. Plusieurs cuvettes sont la conséquence de l'érosion des glaciers, d'autres d'éboulements ou de glissements, certains lacs sont le résultat de dislocations tectoniques, tandis que quelques-uns occupent des cratères de volcans éteints ou des entonnoirs et cuvettes karstiques. Et l'on est loin d'en avoir épuisé la liste. Dans la plupart des cas, l'origine des lacs peut être établie d'après les caractères géomorphologiques et la structure géologique qui permettent de reconstituer l'évolution géologique de la région et le rôle joué par tel ou tel facteur dans l'élaboration du relief.

M. Pervoukhine et B. Bogoslovski ont dégagé les types suivants de cuvettes lacustres d'après leurs caractères génétiques :

Cuvettes tectoniques. Elles résultent des mouvements tectoniques de l'écorce terrestre aboutissant à des plissements et des failles ; dans la plupart des cas, elles sont constituées par des secteurs affaissés le long des lignes de failles appelés fossés ou effondrements tectoniques ou bien par des déformations en plis profonds. Parmi les lacs de ce type on peut citer les lacs Baïkal, Téletskoïé, Léman, Sévan, les lacs d'Afrique orientale (Tanganyika, Rodolphe, etc.).

Cuvettes d'érosion et de dépôt glaciaires. Ce groupe rassemble les lacs dont les cuvettes proviennent de l'activité des glaciers actuels et anciens. Certains résultent surtout de l'activité destructrice de ceux-ci, tels sont les lacs de la presqu'île de Kola, de la Karélie et de la Scandinavie, ou les lacs de cirque des régions de montagnes; d'autres sont dus à l'activité accumulatrice des glaciers, notamment les nombreux lacs des régions de glaciation quaternaire (Nord et Nord-Ouest de la partie européenne de l'U.R.S.S., Pays Baltes, Nord de la dépression de la Sibérie occidentale). On les retrouve aussi dans les montagnes et les plaines de piémont où des alignements morainiques dressent des barrages. Les lacs, très fréquents dans ces régions, résultent souvent d'un surcreusement glaciaire et des accumulations morainiques.

Cuvettes d'origine volcanique. Ce type des cuvettes lacustres peut être formé de diverses façons:

1) en occupant les cratères des volcans éteints (certains lacs du Kamtchatka, d'Islande, le lac Averne des Champs Phlégréens en Italie, etc.);

2) à la surface d'une coulée de lave après sa solidification;

3) dans une vallée de rivière barrée par une coulée de lave (notamment les nombreux lacs du Plateau arménien).

Cuvettes d'érosion fluviale. Lacs de plaines alluviales. On a vu au chapitre 6 que la plaine alluviale d'un cours d'eau a une surface irrégulière et comporte de nombreuses cuvettes. Après la baisse des eaux de crues, l'eau subsiste dans ces dépressions de terrain et forme des lacs, le plus souvent de petites dimensions et peu profonds. Les *lacs-croissants* y sont également fréquents: ce sont des bras morts de la rivière remplis d'eau.

Lacs de deltas. Ils se forment dans les deltas de grands fleuves où une ramification compliquée engendre de nombreux bras dont certains se transforment en lacs.

Lacs littoraux. Lagunes et limans (voir ch. 10).

Lacs d'effondrement. Ces cuvettes lacustres se sont formées par l'affaissement des terrains recouvrant des cavités souterraines. D'après l'origine de ces dernières, on distingue les lacs karstiques et thermokarstiques. On trouve des lacs karstiques dans la zone de partage des eaux Onégo-Bélozerski, dans le district de Borovitchi (région de Léningrad), dans le territoire de la R.S.S.A. de Mari et dans d'autres régions où abondent les phénomènes karstiques. Les lacs thermokarstiques se forment surtout dans la zone des pergélisols où la fusion des lentilles de glace contenues dans leur couche superficielle provoque des tassements qui se résolvent en dépressions que l'eau remplit.

Lacs de tassement des régions de steppes et de steppes boisées à précipitations insuffisantes et irrégulières. Ils résultent du processus d'érosion de sous-écoulement, c'est-à-dire de l'évacuation de particules fines et de certains sels, produits de la dissolution chimique

à partir du sol. Les exemples les plus typiques de ces lacs se rencontrent dans les steppes Kouloundinskaïa et Barabinskaïa (sud de la Sibérie occidentale).

Lacs de barrage dus à un éboulement ou à un glissement. Les régions de montagnes subissent des éboulements importants d'origine diverse qui quelquefois obstruent complètement les vallées fluviales. Il se forme en conséquence un lac dans la partie amont du cours d'eau. Un lac de ce type a été bien étudié au Pamir; c'est le Sarezskoïé qui est dû à l'éboulement Oussoïskoïé (1911) provoqué par un tremblement de terre.

Lacs résultant d'une activité éolienne. Ils occupent les cuvettes de déflation ou les espaces entre les dunes.

Nous n'avons énuméré que très brièvement les causes possibles de la formation des cuvettes lacustres, mais il faut insister sur le fait que dans la nature ces causes n'agissent pas isolément. Leur action simultanée transforme la surface du globe et conduit notamment à l'apparition des cuvettes lacustres dont un grand nombre résulte de l'action commune de plusieurs agents tant exogènes qu'endogènes. Ainsi, un liman est un lac dû aux mouvements de l'écorce terrestre et à l'activité de la mer et des fleuves. Les cuvettes de la Ladoga et de l'Onéga ont été sans doute engendrées par des agents tectoniques (dislocations du soubassement); toutefois, un rôle important dans leur formation est joué par les anciennes glaciations régionales qui ont recouvert ce territoire à maintes reprises. L'apparition d'un lac de barrage dans les montagnes est précédée d'une longue période de préparation durant laquelle plusieurs processus agissent en commun. Ainsi, à la formation du lac Sarezskoïé sur le Mourgabe ont participé les agents suivants: le processus intense d'altération des roches qui a détruit l'homogénéité des versants, l'humectation des produits de décomposition des versants par des eaux superficielles, la circulation des eaux souterraines qui a dérangé quelque peu la stabilité des masses minérales, l'élaboration de la vallée par le fleuve, et enfin l'accumulation graduelle d'énergie à l'intérieur de l'écorce et la création de fortes tensions en profondeur. Le tremblement de terre de 1911, aboutissant à la résolution de ces tensions, fut justement le choc qui provoqua l'énorme éboulement ayant barré la vallée.

D'autres lacs peuvent se former du fait de l'interaction de facteurs différents, mais leur genèse résulte toujours d'actions multiples, le rôle principal étant souvent joué par les agents internes.

§ 3. Origine de l'eau lacustre

Une deuxième condition tout aussi importante pour la constitution d'un lac est l'accumulation de l'eau. La plupart des bassins lacustres se remplissent d'eaux superficielles (cours d'eau et précipitations atmosphériques) qui s'écoulent dans les creux topo-

graphiques. Quelquefois, ce sont des lacs reliques ou résiduels, restes d'anciennes nappes qui communiquaient autrefois avec l'Océan Mondial. Les eaux marines du type relique sont le plus souvent représentées par des lacs sans écoulement apparus à une époque relativement récente, précédant immédiatement la période actuelle. Un lac fermé récent de ce type est la Caspienne qui, à l'âge de Khvalynsk, communiquait encore avec la mer d'Azov par un bras passant par la dépression du Manytch. La Ladoga et l'Onéga sont probablement des lacs reliques encore plus jeunes; ils faisaient partie de la mer postglaciaire d'Yoldia qui couvrait la Scandinavie et une bonne partie du territoire attenant, mais leur évolution postérieure différa de celle de la Caspienne, leur régime et leurs conditions climatiques n'étant pas les mêmes.

D'après le régime hydrologique (alimentation et pertes) les lacs sont classés suivant les groupes suivants:

1) Lacs sans écoulement, alimentés par des cours d'eau ou des précipitations atmosphériques, ils n'ont pas de déversoir et l'équilibre hydraulique s'établit par évaporation (Caspienne, Aral, Balkhach, Issyk-Koul, etc.).

2) Lacs à écoulement parmi lesquels B. Bogoslovski distingue:

a) lacs ouverts alimentés par des rivières et dont les pertes sont dues non seulement à l'évaporation mais aussi à une décharge dans les nappes ou un cours d'eau au moyen de l'écoulement superficiel ou souterrain;

b) lacs à émissaires intermittents dont le déversoir n'est actif qu'à l'époque des hautes eaux.

§ 4. Salinité des eaux lacustres

La composition chimique des eaux lacustres est fonction du bilan hydrologique et des particularités climatiques qui conditionnent parfois le remplacement d'un type de lac par un autre. Ainsi, les eaux marines des lacs ouverts du type relique peuvent être presque complètement remplacées dans les zones humides par des eaux douces superficielles et souterraines d'origine atmosphérique (Ladoga, etc.). D'un autre côté, dans les conditions d'un climat aride et chaud les eaux des lacs sans écoulement, du fait d'une évaporation intense. deviennent souvent salées élevant la concentration de leurs eaux en sels.

La salinité et la nature des sels des eaux lacustres influent fortement sur la sédimentation. Les eaux des lacs naturels sont très variées quant à leur composition chimique et à leur degré de minéralisation. L'eau de certains d'entre eux est si peu minéralisée qu'elle s'apparente à l'eau distillée (Onéga: 30 mg/l), alors que dans d'autres elle constitue une solution sursaturée à minéralisation supérieure à 250 g/l (lac Koutchouk en Sibérie occidentale: 260 g/l; lac Elton: 280 g/l). Quant à la composition, dans certains lacs domi-

nent les ions HCO_3 et Ca (Baïkal, Onéga, Ladoga) ; dans d'autres, les ions Cl et Na (Elton, Koutchouk) ; dans l'eau de l'Issyk-Koul et du Kara-Bogaz-Gol, les ions SO_4 et Na sont les plus nombreux.

La salinité et la nature des sels dans les lacs dépendent de plusieurs facteurs et, avant tout, des particularités climatiques, des conditions des échanges hydrauliques, de la composition en sels des affluents du lac, de la structure géologique, de la nature du sol et de la couverture végétale, etc. En plus des ions ordinairement présents dans toutes les eaux naturelles (HCO_3, CO_2, SO_4, Cl, Ca, Mg, Na, K), les eaux lacustres possèdent des constituants relativement importants (combinaisons d'azote, de phosphore, de silicium, quelquefois de fer), bien que leur teneur soit assez faible. Ces constituants dits biogènes donnent la mesure de l'intensité des phénomènes vitaux. Les eaux lacustres comportent toujours des gaz dissous (O_2, N_2, CO_2, etc.) et des combinaisons organiques fournies par des organismes vivants ou par leur décomposition.

Dans la répartition géographique des lacs suivant la salinité et la composition chimique G. Maximovitch a décelé une certaine régularité. Ainsi, selon ses données les ions Si et HCO_3 dominent dans les lacs de toundra ; les ions HCO_3 et Ca, dans la zone des forêts ; les ions SO_4, Na et parfois HCO_3 (lacs natronés) dans la zone des steppes ; les ions Cl et Na, dans les zones des déserts et des semi-déserts. Dans les régions de montagnes s'établit une zonalité verticale avec une succesion d'ions dominants suivant un ordre identique. A mesure que l'on se déplace du Nord au Sud, la composition chimique des eaux lacustres variant, leur minéralisation s'accroît régulièrement et atteint un maximum dans les déserts et les semi-déserts. Ces données ne témoignent que d'une tendance, car les écarts sont grands si l'on se rapporte aux conditions existant dans la nature. Des types azonaux existent presque dans chaque zone délimitée plus haut. Ainsi, les eaux du lac Solénoïé près de Solvytchégodsk se trouvent dans la zone des forêts ; elles sont très minéralisées et chlorurées sodiques au lieu d'être carbonatées calciques comme le doivent être les eaux de cette région. Cette composition est conditionnée par l'apport d'eaux souterraines à partir des trous de forage de mines de sel abandonnées. Les écarts de ce genre sont caractéristiques de la région de Staraïa Roussa, de certains lacs de Yakoutie, etc. L'azonalité peut être due à l'apport de sels d'une composition différente par les rivières, à la présence de roches salifères ou de gisements salins, à l'intensité des phénomènes karstiques, etc.

D'après la salinité on distingue les lacs salés ou minéralisés et les lacs à eau douce. On assimile à ces derniers les bassins lacustres dont la salinité ne dépasse pas 1 ‰ et dont la composition est surtout carbonatée. Parfois, on dégage un groupe intermédiaire de lacs dont les eaux ont une minéralisation de 1 à 24,7‰ : les lacs saumâtres. Ce choix de 24,7‰ comme limite de séparation entre

les eaux salées et saumâtres s'explique par le fait que pour cette salinité la température du gel et la densité maximale sont identiques (—1°332').

Les lacs varient aussi quant à leur composition en sels. La steppe Kouloundinskaïa (Sibérie occidentale) compte à elle seule plusieurs milliers de lacs de tous les types hydrochimiques connus. Ainsi, on peut dégager les lacs:

1) carbonatés natronés (groupes Mikhaïlovskaïa et Klioutchevskaïa de la steppe Kouloundinskaïa, lac Doroninskoïé de la Transbaïkalie, certains lacs de Yakoutie et de Bouriat-Mongolie);

2) sulfatés (lacs Kouloundinskié, Batalpachinskié dans le Caucase, etc.);

3) chlorurés (Elton, Baskountchak et d'autres lacs de la région de la Caspienne, Saki et d'autres lacs de Crimée, lacs de la région d'Irtych près de Pavlodar, etc.).

§ 5. Action géologique des lacs

Le travail géologique des lacs, de même que celui des mers, consiste en l'entaillement par l'érosion des côtes abruptes et de la région attenante du fond du bassin lacustre (abrasion), en transport et triage du matériel détritique dissous au sein du bassin et en accumulation (sédimentation) des dépôts. Le mouvement de l'eau dans les lacs prend la forme de vagues, de courants, d'entraînement tourbillonnaire de l'eau et de phénomènes d'avances et de reculs en masse de l'eau sous l'effet du vent. Des courants de décharge peuvent aussi se former du fait de la variation de densité dans les différentes parties du bassin. Par temps calme, on observe sur certains grands lacs des mouvements de la nappe d'eau causés par les modifications de la pression barométrique; ils se manifestent par un relèvement très lent du niveau (quelques centimètres) d'un côté du lac et son abaissement du côté opposé. Ces oscillations du plan d'eau ont reçu le nom de *seiches*.

Les mouvements les plus importants sont provoqués par le vent. Quand celui-ci est suffisamment fort, il forme dans les grands bassins lacustres des vagues puissantes qui attaquent les côtes, troublent les dépôts de la zone littorale, charrient à travers le lac des matériaux détritiques, etc. La répartition des matériaux est également assurée par les avancées et les reculs en masse de l'eau sous l'effet du vent qui sont la cause de variations de niveau dont l'amplitude peut atteindre de grandes valeurs surtout si la côte est plate. D'après B. Bogoslovski, elle dépasse 2 m près des rivages plats du Sud de la Ladoga, alors qu'au Nord où la côte est abrupte, elle est de beaucoup inférieure. Des oscillations identiques sont enregistrées dans les baies peu profondes de la mer d'Aral.

L'abrasion par les vagues dans un bassin lacustre ressemble pour beaucoup à celle de la mer. Il n'y a que l'échelle qui diffère.

Pour comprendre le phénomène, il est très instructif de procéder à des observations sur l'affouillement des côtes dans les réservoirs artificiels créés sur la Volga, le Dniepr, le Don et ailleurs. Ainsi, la côte basse de la retenue d'eau de Rybinsk, généralement sableuse, a été érodée pendant les 12 premières années de l'exploitation de 40 à 55 m. Donc, chaque année le rivage reculait en moyenne de 4 à 5 m. Les destructions les plus importantes étaient l'œuvre des tempêtes. Suivant les données recueillies, en juin 1951, en une semaine, la côte a reculé par endroits de 5 à 8 m. En 5 ans (1951-1956) les rives de la retenue d'eau Tsimlianskoïé sur le Don ont été entaillées en moyenne de 50 m, et même, dans certains secteurs, de 110-115 m. La destruction des côtes lacustres est quelquefois accélérée par des glissements et d'autres phénomènes.

L'activité des lacs qui présente le plus d'intérêt est l'accumulation des dépôts étroitement associée à la formation de gîtes de minerais utiles. Les dépôts lacustres sont très variés; ils sont fonction de divers facteurs: conditions climatiques, relief, structure géologique du site, dimensions, forme et profondeur du bassin, régime d'écoulement, etc. Les dépôts lacustres sous un climat sec et chaud se distinguent entièrement de ceux des zones humides; de même, les dépôts des lacs ouverts à eau douce diffèrent de ceux des petits bassins peu profonds dépourvus d'écoulement.

Comme pour la mer, on dégage dans les lacs trois types de sédiments:

1) terrigènes, dus surtout à l'apport massif par les rivières de matériaux détritiques, ainsi qu'à l'abrasion lacustre;

2) chimiques, accumulés par précipitation chimique de divers sels;

3) organiques, résultant de l'accumulation au fond des restes de divers organismes.

L'importance relative de ces divers types varie suivant les lacs. Dans plusieurs grands bassins de zones suffisamment humides, ce sont les sédiments terrigènes qui dominent. La répartition des matériaux détritiques au fond de la cuvette se rapproche dans ce cas de celle des bassins marins. La zone littorale est recouverte d'un matériau plus grossier (sable, gravier, galets), tandis que dans la partie centrale on trouve diverses boues terrigènes ou de composition mixte.

D'après L. Roukhine, l'Onéga, lac ouvert à eau douce (profondeur maximale 120 m, longueur d'environ 245 km et largeur 91 km) comporte surtout des dépôts détritiques. La zone littorale comprend des galets (parfois de blocs) et des sables, alors que la partie centrale est tapissée de boue argileuse gris clair mélangée à un peu d'humus, de fer et de manganèse dont la quantité s'accroît sensiblement dans les baies peu profondes.

Dans nombre de bassins lacustres, la zone des accumulations côtières (sable, gravier et galets) est relativement étroite, et les boues (farines) apparaissent à de faibles profondeurs et près du riva-

ge. Par endroits, elles commencent même au rivage. N. Strakhov explique ce phénomène par le fait que dans la zone de troubles la couche d'eau est bien moins épaisse que dans les bassins marins. Ce fait est en rapport avec une moindre agitation qui diminue en fonction des dimensions du bassin. Le tableau 13 donne la profondeur des dépôts farineux dans différents bassins.

Tableau 13

Bassin hydrologique	Profondeur moyenne de gisement des boues farineuses, m
Océan	75-100
mer Noire	15-25
mer Caspienne	15-20
mer d'Aral	5-10
lac Balkhach	2-3

Dans certains lacs vit une faune abondante dont les coquilles sont composées de $CaCO_3$. En se déposant au fond, ces coquilles se mélangent aux associations d'algues calcaires et forment des dépôts meubles (craie lacustre, marne, etc.). Ces dépôts sont surtout communs aux lacs à eau dure dans lesquels ils recouvrent ordinairement la zone littorale soumise à un réchauffement intense et où abondent divers organismes précipitant la calcite. Dans les lacs à eau douce ces sédiments n'existent pratiquement pas (Onéga, Ladoga, Baïkal).

La sédimentation calcaire s'observe dans les lacs de la zone des forêts et des steppes boisées. Le rythme de cette sédimentation s'accélère à mesure qu'on se déplace vers le Sud, la température s'élevant et l'évaporation de la nappe lacustre s'accroissant. L'élaboration de la calcite par voie organogène s'accompagne alors d'une précipitation chimique importante, surtout dans les lacs salés du Sud de l'U.R.S.S.

Dans les lacs Baïkal et Sévan le plancton est très abondant, et ses organismes ont des valves construites à partir de la silice (Diatomées). Quand ils périssent, leurs tests peuvent s'accumuler au fond sur d'assez grandes étendues (fig. 157).

Ainsi, sous un climat humide et semi-humide, les dépôts dominants sont de nature terrigène; il en est ainsi dans les grands bassins (comme l'Onéga) de la région de l'Ouest et du Nord-Ouest de la partie européenne de l'U.R.S.S. et dans des lacs des régions de montagne situés en général à une grande altitude.

Dans d'autres iacs (Baïkal, Sévan), des matériaux détritiques sont mêlés à divers dépôts organiques qui, par endroits, remplacent les sédiments terrigènes, alors qu'ailleurs ils forment des dépôts mixtes terrigéno-organiques. L'importance relative des différents

types de sédiments dans les lacs peu profonds est toute autre. Dans nombre de sédiments dominent les composantes organiques dont la teneur dépasse 55-60 % et s'élève même parfois à 95-98 %. Il se forme alors des dépôts dits *sapropels* (du grec σαπρς — pourri, πηλός — boue). C'est une boue putride élaborée dans des conditions anaérobies dans des bassins stagnants riches en plancton. Elle est composée

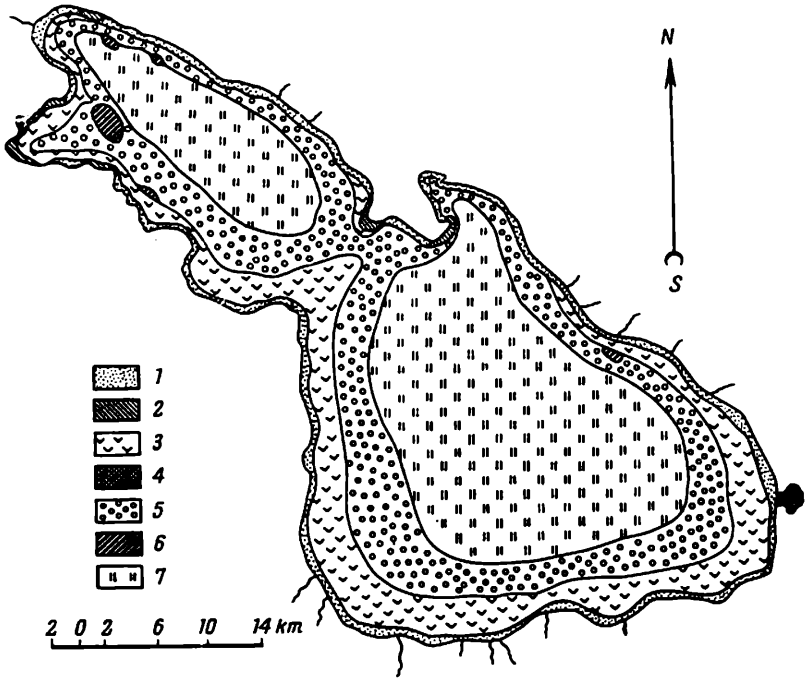


Fig. 157. Schéma indiquant la disposition des dépôts au fond du lac Sévan (d'après G. Afanassiev):
1 — dépôts littoraux (sables, graviers, galets); *2* — conglomérats de la zone littorale; *3* — sable calcaire; *4* — boue phytogène; *5* — boue sableuse; *6* — cristaux de $CaCO_3$; *7* — boue à Diatomées

de débris organiques putréfiés, surtout de végétaux et d'animaux unicellulaires du plancton (algues bleues, vertes, etc.) et elle comporte une proportion variée de particules de limon terrigène. A l'état humide, c'est une masse gélatineuse d'un gris-vert, parfois brune, qui devient élastique en séchant, puis durcit. Les sapropels abondent surtout dans les lacs des régions forestières et de la taïga, mais on les rencontre parfois au-delà de ces zones. Leur épaisseur atteint généralement quelques mètres, s'élevant parfois jusqu'à 30 m (Bogoslovski, 1960).

Aux époques géologiques antérieures existaient également des conditions favorables à l'accumulation des sapropels et ils ont

donné, après des transformations fort compliquées, certaines houilles fossiles, réunies sous le nom de sapropélites.

De nombreux lacs actuels des régions humides (taïga tourbeuse) s'enrichissent en hydroxydes de fer et parfois de manganèse. Ce phénomène est en rapport avec la formation de gisements de minerais dans les dépôts lacustres. Ordinairement, le processus se déclenche dans la zone littorale à des profondeurs ne dépassant pas 3 à 5 m, rarement 10 m. D'après les données tirées d'une étude des lacs en Finlande et en Suède (Aarnio, Naumani, etc.), citées par N. Strakhov (1957), la formation de gisements de minerais de fer est déterminée par l'apport dans le lac d'eaux souterraines riches en fer. Vraisemblablement, les eaux souterraines et peut-être même les eaux superficielles charrient le fer lessivé du sol podzolique et des produits de désagrégation des roches ferrugineuses éruptives ou sédimentaires. Les combinaisons ferrugineuses se présentent tantôt sous la forme de granules homogènes, tantôt sous celle de corps sphériques ou ellipsoïdaux à structure présentant une stratification concentrique dite oolithique, tantôt encore sous la forme de cuirasses ou de croûtes concrétionnées constituées d'oolithes ou de granules accolées. Dans la formation des minerais de fer, un rôle important revient aux Ferro-bactéries. Parfois, on découvre des dépôts ferromanganésiens, souvent riches en phosphore et en silice. En certains endroits ces gîtes de minerai de fer lacustre ont une importance industrielle. Au Nord-Ouest de l'U.R.S.S. on compte plus de 150 lacs à minerais de ce genre.

Les sédiments des lacs des régions arides sont de nature sensiblement différente, surtout lorsque ces lacs sont salés. Comme il a été dit précédemment, de tels lacs se sont formés soit par recoupement d'une baie ainsi séparée de la mer, soit par accumulation de sels dans des bassins continentaux sous climat aride et chaud. Sous ce rapport, la composition des roches en place revêt une grande importance, car le lessivage de leur partie altérée assure la salinisation des bassins lacustres. La teneur en ions de nombreux lacs salés est proche de la saturation ; c'est pourquoi l'élévation de la concentration entraîne une précipitation chimique. Les lacs de ce type sont dits à autoprécipitation. Leur eau, solution saturée de sels, est appelée *saumure*. Les dépôts actuels des lacs salés sont constitués de divers boues et sels.

Tous les types de lacs examinés ci-dessus existent en Sibérie occidentale. Les lacs natronés de la région périphérique de Sud de la steppe Kouloundinskaïa sont particulièrement intéressants. D'après M. Koutchine, ils peuvent être classés en trois groupes : Pétoukhovskié, Mikhaïlovskié et Tanatarskié. Les plus importantes réserves de soude se trouvent dans le groupe Tanatarskaïa où l'épaisseur de la couche natronée est de 8 à 10 m ; cette couche est constituée (en remontant) :

1) de sables aquifères très minéralisés ;

2) de sables cimentés par du carbonate de soude;

3) d'une couche de soude cristalline d'une épaisseur de 1 à 4 m.

Certains lacs de la steppe Kouloundinskaïa ont une teneur élevée en brome. La précipitation de la soude ($Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$) a lieu ordinairement en hiver quand la température de l'eau est basse.

Les conditions de précipitation des sels dans les lacs natronés sont bien illustrées par le diagramme de l'équilibre salin dressé par Makarov pour les bassins de la steppe Kouloundinskaïa (fig. 158). On y voit que la soude commence à se dégager à une température

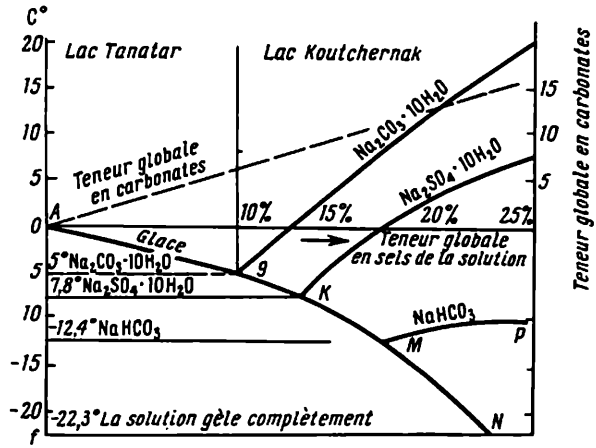


Fig. 158. Diagramme de l'équilibre salin des lacs salés Tanatar et Koutchernak de la steppe Kouloundinskaïa

inférieure à —5° et pour une concentration de sels supérieure à 10%. Pour une concentration de 13,5% accompagnée d'une baisse de température, la mirabilite vient s'ajouter à la soude; quand la concentration atteint 17% et la température —12,4°, il apparaît du $NaHCO_3$. La solution gèle à —22,5°, et pour une concentration de 23% (Alekine, 1953).

Dans les *lacs sulfatés* se déposent divers sels: mirabilite $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, thénardite Na_2SO_4, epsomite $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, glasérite $NaK_3[SO_4]_2$, astrakhonite $Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$, gypse $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. D'après L. Roukhine, certains sels peuvent se former par diagenèse des combinaisons précipitées antérieurement. On assimile souvent à ces minéraux l'astrakhonite, ainsi que la thénardite qui apparaît du fait de l'action de la saumure concentrée sur la mirabilite.

Les *lacs chlorurés* dans lesquels se produit la précipitation de NaCl sont nombreux dans la dépression Caspienne (Baskountchak, Elton, Inder, etc.). Ils sont surtout alimentés en sels par érosion et

dissolution des couches salifères fossiles d'âge Permien qui atteignent ici de grandes épaisseurs. La dépression Caspienne possède de nombreux dômes de sel très caractéristiques; le sel y perce parfois toutes les couches supérieures, apparaissant à la surface ou l'affleurant. Les eaux souterraines procèdent au lessivage des dômes et évacuent le sel dans les cuvettes lacustres. Les lacs chlorurés peuvent se former également à partir de lacs d'autres types. L'éventualité de cette transformation d'un type à l'autre apparaît après l'examen des données sur le Kara-Bogaz-Gol où, après l'élévation de la concentration, la précipitation de la mirabilite s'accompagne de celle de NaCl. D'autre part, les forages dans les dépôts du fond des lacs chlorurés ont montré que les couches de base de bon nombre de ces bassins sont constituées de mirabilite, d'astrakhonite et d'autres sels précipités antérieurement aux chlorures.

M. Valiachko représente l'éventualité du passage d'un type de lac à un autre par le schéma suivant:

Aridité —>
Natroné —> Sulfaté —> Chloruré
<— Humidité

Cette évolution est possible quand le climat se modifie. S'il devient aride et chaud, l'évaporation et la concentration des sels augmentent. Dans ces conditions, un lac natroné se transforme en lac sulfaté, et un lac sulfaté en lac chloruré. Une évolution inverse aura lieu si l'humidité du climat augmente, l'apport en eau douce s'accélère et l'évaporation se ralentit.

Les dépôts lacustres en eaux douces et salées présentent souvent une structure rubanée qui est le signe de modifications saisonnières du régime. L'étude de cette stratification rubanée permet de déterminer l'époque du dépôt des sédiments (âge absolu) ainsi que les particularités du climat et de décharge, c'est-à-dire de reconstituer à un certain point l'évolution du bassin. Un procédé permettant d'effectuer cette reconstitution a été élaboré par B. Perfiliev.

Les recherches de Dzens-Litovski ont fourni des renseignements intéressants sur l'âge des sédiments du lac Saki (Crimée) composés d'une boue grise de 7 m d'épaisseur, d'une couche de sel consolidé de 4,5 m et de boues de couverture épaisses de 2,5 m. Il a été établi que les couches salifères ont commencé à s'accumuler il y a 2 150-2 175 ans et que le processus a duré 150-175 ans, après quoi le climat est redevenu plus humide.

D'après B. Bogoslovski, on a trouvé dans le même lac des couches de 8 à 9 m d'épaisseur datant de 5 600 ans. Cependant, cette microstructure ne se rencontre pas dans nombre de lacs, ce qui est dû sans doute à la fréquence des agitations troublant les dépôts. Ainsi, elle n'existe pas dans le Balkhach (dimensions maxima: longueur 600 km, largeur 50 km, profondeur 28 m) où, d'après D. Sa-

pojnikov, les dépôts dominants sont des sables vaseux, des farines à texture fine, des boues calcaires et argileuses et des boues argileuses à calcaire dolomitique.

Ainsi, les lacs se distinguent par la diversité de l'origine de leurs cuvettes et de l'eau qui s'y renferme et par celle des processus dont ils sont le siège. Le rôle de la sédimentation actuelle est primordial. La connaissance des lois qui la régissent permet d'étudier avec plus ou moins de sûreté la formation des dépôts fossiles dans les lacs des périodes révolues et de reconstituer sur cette base le milieu paléographique. En outre, de nombreux minerais utiles s'accumulent dans les lacs: sapropels utilisés comme engrais, aliment minéral pour le bétail et boue médicinale, divers sels dont certains acquièrent une importance industrielle tels l'halite (sel commun), la mirabilite, la soude, le gypse, et les minerais de fer.

CHAPITRE 12

Les marais et leur rôle géologique

§ 1. Notions générales

On appelle marais les étendues de la surface terrestre caractérisées par l'humectation surabondante des parties superficielles des sols et des roches, l'extension d'associations végétales de marais et la formation de la tourbe. Ainsi, un des traits essentiels des marais est l'accumulation de la tourbe. Celle-ci forme une couche assez épaisse contenant les racines des plantes qui n'atteignent pas la base minérale sous-jacente. Les *marais* sont souvent différenciés des *marécages* dont la couche de tourbe peut être percée par les racines qui parviennent alors jusqu'à la roche. Cette distinction est plutôt arbitraire, car les marécages possèdent les mêmes caractéristiques générales et ne constituent que le stade primitif de l'évolution des marais.

On entend par tourbe un feutrage de fragments de végétaux à demi décomposés, de couleur brune, parfois presque noire. Le degré de décomposition des débris végétaux peut varier. La tourbe s'accumule rapidement lorsque les conditions de l'accroissement annuel de la masse végétale s'associent à celles de leur décomposition partielle. La constitution de couches épaisses de tourbe est particulièrement favorisée dans les parties sud des régions forestières de la zone tempérée où la végétation est assez abondante et où ses débris se trouvent dans un milieu très humide quand ils ne sont pas immergés, ce qui rend difficile l'accès de l'air. Dans ces conditions, le processus de décomposition est très lent, et les débris de végétaux, en s'accumulant, édifient des tourbières énormes. Plus au Nord, l'humidité restant assez forte, l'augmentation de la masse végétale n'est plus suffisante, il s'y forme donc des marécages et des marais à couche de tourbe peu épaisse.

Origine des marais. Certains marais sont d'anciens bassins lacustres envahis par la végétation, constituant ainsi le dernier stade de leur évolution, d'autres proviennent de la transformation des terres fermes en tourbières.

La vitesse de l'envahissement d'un bassin par la végétation et de sa transformation en marais dépend du relief du fond et des rives. Le phénomène est très fréquent dans les lacs à fond plat et aux berges à pente douce (fig. 159). Comme il a été dit plus haut, les lacs

sont le siège d'une sédimentation très active aboutissant à la formation de diverses boues. Un rôle primordial est joué par le plancton dont les organismes microscopiques en périssant forment au fond du bassin un dépôt meuble de sapropel.

Dans la zone littorale peu profonde des lacs croît une végétation hygrophile dont les associations se succèdent régulièrement selon la profondeur. Les Laîches se situent le plus près de la surface, puis viennent les Roseaux (la Massette), à 1-2 m, les Joncs (La Jonquine), à 2-3 m, enfin les Epis d'eau (Potamogeton) et les Nénuphars à 4-5 m.

Les débris végétaux se déposent au fond où l'insuffisance d'oxygène conditionne leur décomposition partielle. A mesure que le lac s'en-

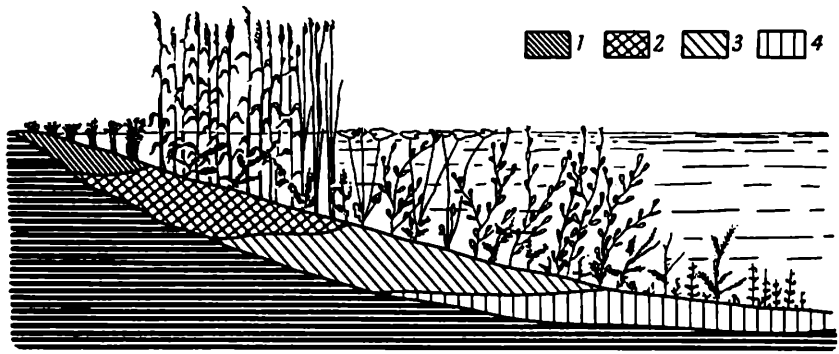


Fig. 159. Schéma de la succession des associations dans un bassin envahi par la végétation:
1 — tourbe à Laîches; *2* — tourbe à Roseaux et à Scirpais; *3* — tourbe à sapropels; *4* — sapropélite

vase, les plantes occupent des espaces toujours nouveaux, les associations des rives progressent vers le centre tout en conservant la succession initiale (V. Doktourovski). Chacune de ces espèces de plante constitue une tourbe caractéristique qui porte son nom (tourbes de Laîche, de Massette, etc.). Le schéma de la succession dans un tel marais est représenté sur la fig. 159.

L'évolution est quelque peu différente dans les lacs stagnants à côtes abruptes voisinant avec de grandes profondeurs. Sur les parties des nappes d'eau abritées du vent et des agitations s'installent des associations flottantes, notamment des Callas, des Comarets dont les longs rhizomes s'étirent à la surface de l'eau et qui donnent refuge à des mousses et à quelques autres plantes. Il se forme ainsi de sorte de radeaux flottants. A mesure que leur épaisseur augmente, ils s'enfoncent davantage dans l'eau. De leur partie inférieure, des débris de plantes partiellement décomposés se détachent et se déposent au fond. L'exhaussement du fond continuant, celui-ci peut atteindre le radeau et le marais « mouvant » (quand

le radeau végétal recouvre toute la surface du marais) se transforme en un marais à masse continue et compacte. S. Tiourémnov indique que la tourbification d'un bassin s'effectue simultanément par le sommet et le bas à partir du fond. « Souvent, l'envahissement d'un bassin par la tourbe s'observe aussi bien des rives vers le centre que dans d'autres directions allant à l'encontre l'une de l'autre : de la surface vers le fond par développement en épaisseur du radeau et du fond vers la surface par l'exhaussement des dépôts lacustres. »

Ainsi, l'origine et l'évolution des marais sont en rapports très étroits avec l'évolution générale et la nature des bassins lacustres.

Les marais se forment sur des éléments de relief très variés lorsque les conditions de drainage favorisent une humectation surabondante du sol. L'existence d'une couche imperméable près de la surface est un facteur agissant dans ce sens, car il entrave l'écoulement des eaux souterraines dont le niveau s'élève et conditionne la formation du marais. Sur les vastes étendues de l'Est de l'U.R.S.S. cette couche imperméable est constituée par les pergélisols qui rendent la couche superficielle active très humide et la transforment en marais. Dans les plaines alluviales, les marais se forment lors de l'envahissement par la végétation de bras morts et d'autres dépressions du terrain. Des conditions favorables sont parfois créées dans les parties déprimées en bordure de la terrasse secondaire (partie de la plaine alluviale la plus éloignée du lit fluvial, attenant au rebord de la vallée ou à une ancienne terrasse ; car c'est le lieu où émergent fréquemment les eaux souterraines, où s'accumulent les précipitations atmosphériques s'écoulant des versants et où l'eau des crues est longtemps retenue. Tout ceci contribue à rendre ces secteurs plus humides et créent des conditions à l'épanouissement d'une végétation luxuriante dont les débris, en s'accumulant, se recouvrent d'eau. Leur décomposition est dans ce cas très lente. L'aboutissement de cette évolution sera un marais de terrasse ou un marais de source.

Les marais sont toujours présents dans les plaines alluviales constituées par des deltas de grands fleuves.

Un marais peut se développer à l'endroit des exutoires d'eaux souterraines. Une végétation hygrophile s'installe sur ce secteur très humide (Laîches, Mousses, etc.) en formant progressivement des coussins imbibés d'eau qui se transforment ensuite en marais. Parfois, on trouve des marais au pied des montagnes, dans les parties marginales des cônes de déjection des torrents. On sait qu'en sortant des montagnes, les torrents déposent tous les matériaux détritiques charriés, tandis que leurs eaux se perdent en s'infiltrant dans leurs propres dépôts meubles. Mais dans les parties marginales du cône, là où le niveau est plus bas, elles peuvent ressurgir et former des marais. Des marais de ce genre attenant directement aux cônes de déjection ont été observés par G. Krachéninnikov dans les régions du canal de Ferghana, du bassin de Piandj, et ailleurs.

Les marais peuvent également se former sur les côtes marines plates en s'étirant parallèlement à la mer. En général, ils en sont séparés par un cordon littoral. Ce type de marais a été décrit par M. Néichtadt (Kamtchatka, mer d'Okhotsk) et par G. Krachéninnikov (littoral de la mer Noire en Géorgie occidentale). Suivant ces auteurs, le rôle principal dans la formation de tels marais revient aux mouvements négatifs de l'écorce terrestre.

§ 2. Types de tourbières

Les tourbières peuvent être classées en plusieurs groupes suivant les conditions de leur alimentation, la nature de leur végétation et la forme de leur surface.

1. Les *tourbières basses* occupent les dépressions de terrain et sont caractérisées par une surface plate ou légèrement concave. En plus des précipitations atmosphériques, elles sont alimentées par des

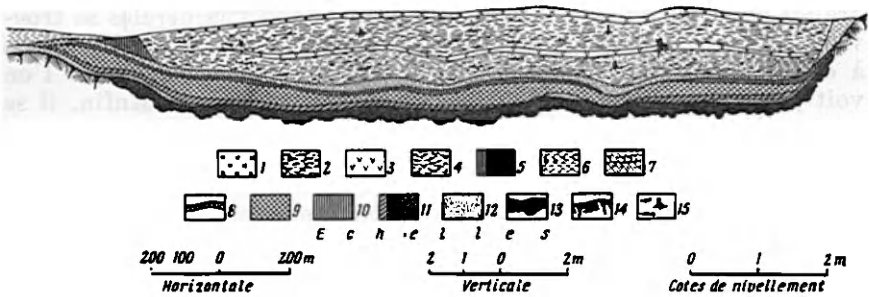


Fig. 160. Structure d'une tourbière bombée à Sphaignes (Ladoga-Ilmen) dans la partie Ouest de la région de Dvinsk (d'après G. Anoufriev, 1929): *1* — tourbe mousseuse à Sphaignes; *2* — tourbe feuilletée à Sphaignes; *3* — couche de séparation; *4* — vieille tourbe feuilletée à Sphaignes; *5* — tourbe de bruyère; *6* — tourbe de forêts et d'herbe; *7* — tourbe à Roseaux; *8* — tourbe à Hypnes; *9* — tourbe à sapropels; *10* — saprocol rouge-brun; *11* — saprocol olive brun; *12* — sable; *13* — argile vert-gris; *14* — limon argileux jaune-brun; *15* — souches des arbres, débris et restes de buissons

eaux souterraines ou fluviales riches en matières nutritives d'origine minérale. Aussi on voit s'y développer une végétation autotrophe, c'est-à-dire exigeante envers les conditions d'alimentation (Laîches, mousses vertes, et parmi les arbres: Bouleaux, Aulnes). Souvent, les tourbes qui se forment à partir de cette végétation produisent beaucoup de cendres et sont très peu calorifiques.

2. Les *tourbières hautes* se développent en général sur les interfluves et présentent un profil convexe (fig. 160). Les eaux souterraines s'y disposent en profondeur, et l'alimentation est surtout assurée par les eaux superficielles (atmosphériques) pauvres en sels minéraux. C'est donc une végétation oligotrophe qui domine, peu

exigeante quant à la teneur de substances nutritives. Ces tourbières sont essentiellement composées de Sphaignes dont les débris constituent une tourbe très calorifique qui ne donne presque pas de cendres.

3. Les *tourbières intermédiaires* à végétation mésotrophe qui n'exige pour sa croissance qu'une quantité relativement faible de substances minérales.

Toutefois, dans bien des cas chaque type examiné ne constitue qu'une étape d'une évolution très complexe. V. Soukatchev a été l'un des premiers chercheurs à remarquer ce phénomène, observé par la suite par d'autres savants (E. Galkine, S. Guilev, S. Ivanov, etc.) qui ont rassemblé un très grand nombre de documents fournis par la photographie aérienne. C'est ainsi qu'on a pu esquisser le schéma d'évolution suivant : à la phase initiale dans une tourbière basse, la plus grande partie des sels nutritifs d'origine minérale est fournie par les boues lacustres. A mesure que la tourbe s'accumule, les conditions se modifient. La végétation ne parvient plus à atteindre les boues lacustres et se nourrit de substances minérales se trouvant dans la tourbe. Chaque nouvelle génération se nourrit des débris à demi décomposés provenant de la génération précédente et l'on voit peu à peu diminuer les réserves de sels minéraux. Enfin, il se peut qu'à un certain moment les substances nutritives ne puissent plus subvenir à l'alimentation d'une végétation autotrophe. Celle-ci est alors remplacée par une végétation mésotrophe, moins exigeante. L'évolution se poursuivant, la végétation mésotrophe est à son tour supplantée par une végétation oligotrophe, ce qui marque le passage d'un type de marais à un autre.

Comme l'appauvrissement en substances nutritives n'est pas égal sur toute la superficie de la tourbière, il se crée des conditions différentes dans la partie centrale et à la périphérie. L'apport d'eau des vallons attenants enrichit la périphérie en matières nutritives qui sont rares au centre. Aussi les plantes oligotrophes, et en particulier les Sphaignes, croissent d'abord au centre. Le soulèvement de la couche de la tourbe au centre se répercute sur la surface qui de concave devient convexe. Des buissons et même des arbres (pins) s'implantent. Dans les marais de plaines alluviales, l'appauvrissement en matières nutritives ne s'observe pas le plus souvent, car les crues apportent des eaux contenant des sels dissous et des boues en suspensions.

L'évolution des marais peut suivre encore d'autres voies, mais leur examen détaillé ne peut être effectué que dans des ouvrages spéciaux.

Il est important de noter que la tourbe formée dépend chaque fois des conditions du milieu, de la nature du matériel constituant (végétation) et de la marche d'évolution.

La tourbe ne s'accumule pas seule dans les tourbières basses ; on y rencontre aussi le minerai de fer des marais sous forme de sidérite

et d'hématite brune (limonite). D'après L. Roukhine, « les accumulations de sidérite limoneuse prennent la forme de lentilles dont le diamètre atteint plusieurs mètres et même, dans les cas exceptionnels, de dizaines de mètres ». Ces accumulations sont liées à un milieu réducteur. L'hématite brune se trouve le plus souvent dans les tourbières soit sous forme d'une masse spongieuse, soit sous celle de rognons isolés. Apparemment, elle a pu être produite de deux façons: 1) oxydation de la sidérite; 2) précipitation en présence des Ferrobactéries à partir des solutions de divers sels de fer.

Les dépôts des marais contiennent aussi de la vivianite qui est un protoxyde phosphorique de fer se formant en milieu réducteur.

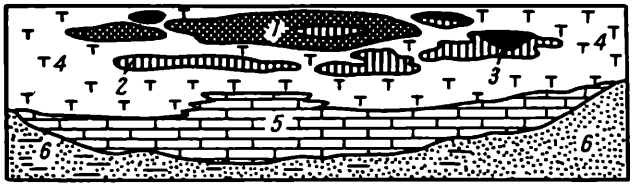


Fig. 161. Dépôts des marais sous climat humide: exemple des marais de la Biélorussie (d'après G. Bouchinski): *1* — vivianite; *2* — sidérite; *3* — hématite brune; *4* — tourbe; *5* — chaux des marais; *6* — sable et argile

Elle peut être disséminée parmi d'autres dépôts (tourbe, sidérite), mais quelquefois elle constitue des lentilles isolées. Une même tourbière peut dans certains cas contenir de la sidérite, de la vivianite et de l'hématite brune (fig. 161).

Dans les tourbières basses on voit parfois apparaître au sein de la tourbe des straticules calcaires blanchâtres dont la présence s'explique par des venues d'eau très enrichie en $CaCO_3$.

§ 3. Rôle pratique des marais

L'étude des marais présente un grand intérêt pratique. Ils recèlent de grandes réserves de tourbe, largement utilisée dans des buts les plus divers, mais son importance comme combustible est de loin le plus grand. La majeure partie de la tourbe extraite en U.R.S.S. est utilisée comme combustible. Plusieurs centrales électriques de moyenne ou de faible puissance travaillent à la tourbe. Elle sert à satisfaire de nombreux besoins ménagers. Après traitement dans des usines chimiques on extrait de la tourbe plusieurs produits techniques précieux: cire, poix, crébline, phénols, etc. Dans le bâtiment, elle sert d'isolant thermique, dans l'agriculture, on l'emploie comme engrais.

En Union Soviétique, les tourbières couvrent des étendues très vastes. D'après N. Katz, la surface totale qu'elles occupent sur le

globe terrestre est de 175 000 000 d'ha dont les 72,6 % se trouvent en Union Soviétique. L'U.R.S.S. possède ainsi les 3/4 des réserves mondiales de tourbe.

Pour un géologue l'intérêt n'est pas seulement de connaître l'évolution actuelle des marais, leur répartition ainsi que les applications pratiques de la tourbe et d'autres minerais utiles, mais aussi de savoir comment se sont déroulés les phénomènes analogues aux époques géologiques révolues, notamment les processus de la formation des houilles. Il y a presque deux cents ans, Lomonossov remarqua certains traits communs aux houilles et aux tourbes et en conclut dans son traité *Des couches terrestres*: « Si les charbons de terre ressemblent à la tourbe, c'est certainement parce qu'ils en proviennent. » Une étude détaillée et approfondie a révélé que la plupart des couches houillères se sont formées dans des tourbières et reflètent les particularités de ces dernières (différences de structure et d'évolution).

Mais la tourbe ne se transforme en charbon que si elle a été fossilisée sous d'autres dépôts. La pression des couches supérieures et l'élévation de la température accompagnant l'affaissement modifient la tourbe ; les restes de tissus végétaux se décomposent complètement et se tassent, leur teneur en hydrogène et en oxygène diminue, celle en carbone augmente.

L'ensevelissement de la tourbe et sa fossilisation sont dans une grande mesure déterminés par les mouvements de l'écorce terrestre qui se manifestent partout avec plus ou moins d'intensité et sont la cause des changements de dépôts dans les séries verticales.

Dans les séries houillères, les charbons alternent souvent avec des couches d'autres roches (grès, limons, argiles, calcaires). A certaines époques les conditions ont donc été particulièrement favorables au développement des marais et à l'accumulation de couches épaisses de tourbe. Lorsque ces conditions se sont modifiées, d'autres formations se sont déposées et ont recouvert les tourbes. Les grands gisements houillers (Donbass, Ruhr, etc.) sont encaissés dans un complexe de formations qui comportent aussi des dépôts marins typiques. C'est le signe d'une alternance périodique de conditions continentales et marines. En outre, en maintes occasions cette alternance de formations continentales et marines présente un caractère de régularité amenant des successions cycliques.

Dans ces bassins houillers les couches de roches encaissantes et de houilles sont continues et peuvent être reconnues sur de vastes étendues. Généralement, les formations houillères y sont très épaisses (plusieurs kilomètres) et contiennent un grand nombre de couches de houille. La présence dans la série de dépôts marins et la continuité des couches sont un témoignage de ce que ces formations houillères se sont accumulées sur de vastes plaines littorales ayant subi tantôt un exhaussement les libérant des eaux marines et les transformant en marécages, tantôt un affaissement suivi d'une immer-

sion par les eaux. Ainsi, les alternances de faciès continental et marin avaient pour cause les mouvements de l'écorce terrestre ayant provoqué des transgressions et des régressions marines.

Les bassins houillers constitués dans les conditions de la zone littorale s'appellent *paraliques*. Le bassin du Donetz en fournit un

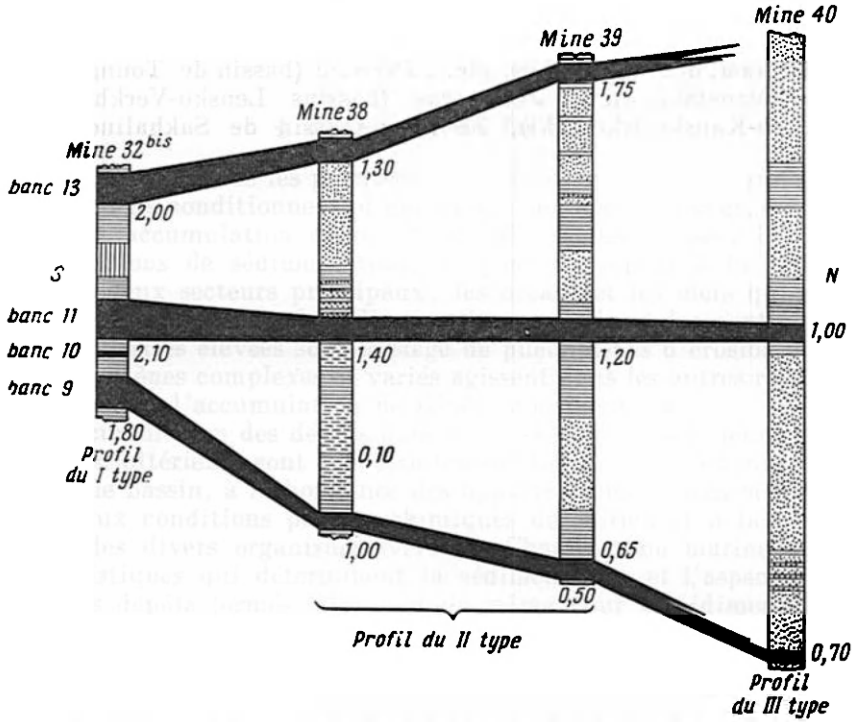


Fig. 162. Types principaux de profils dans le bassin houiller de Kizel: *I* — zone des marais stagnants; *II* — zones des marais ouverts; *III* — zone des lits fluviaux et des autres chenaux d'écoulement

bel exemple: dans ses dépôts du Carbonifère moyen et supérieur on a découvert plus d'une centaine de couches houillères résultant de la transformation de la tourbe des anciens marais. Les couches de charbon alternent avec des argiles contenant une faune marine, ce qui montre qu'à l'époque de l'accumulation des formations houillères le territoire du Donbass a été tantôt recouvert par la mer, tantôt devenait une terre ferme.

Les bassins houillers qui, au contraire, se sont formés dans des conditions exclusivement continentales sont dits *limniques*. Les assises houillères sont constituées de dépôts d'eau douce (alluvions, colluvions, sédiments lacustres, marécageux, etc.). Dans la plupart

des cas, ils ne sont pas épais (exceptionnellement de quelques centaines de mètres), et d'un faciès changeant : souvent la houille y apparaît sous forme de gisements lenticulaires. Les couches de charbon y ont une épaisseur irrégulière et leur nombre n'est pas très grand. En guise d'exemple de ce type de gisement on peut citer les bassins de Moscou, de Kizel, d'Irkoutsk (fig. 162).

La chronologie géologique révèle plusieurs époques de sédimentation houillère intense : *Carbonifère* (Bassins du Donetz, de Kizel, de Moscou, des Appalaches, etc.), *Permien* (bassin de Toungousska, de Kouznetsk, etc.), *Jurassique* (bassins Lensko-Verkhoïanski, Goulmo-Kansko-Irkoutski), *Tertiaire* (bassin de Sakhaline, etc.).

CHAPITRE 13

Notion de faciès et roches sédimentaires

§ 1. Notion de faciès

L'examen de tous les phénomènes de la dynamique externe nous montre qu'ils conditionnent, d'une part, une forte érosion et, d'autre part, une accumulation de dépôts de différentes genèses. D'après les conditions de sédimentation, on peut distinguer à la surface terrestre deux secteurs principaux : les océans et les mers qui sont les aires principales de la sédimentation actuelle et les continents, dont les parties élevées sont le siège de phénomènes d'érosion et où des phénomènes complexes et variés agissent dans les autres régions, aboutissant à l'accumulation de dépôts continentaux.

L'accumulation des dépôts dans les bassins marins et leur transformation ultérieure sont très étroitement liées à l'hydrodynamique de chaque bassin, à l'abondance des apports de matériaux sédimentaires, aux conditions physico-chimiques du milieu et à la distribution des divers organismes vivants. Chaque zone marine a ses caractéristiques qui déterminent la sédimentation et l'aspect extérieur des dépôts formés. Il en est de même pour la sédimentation continentale. Suivant le climat, le relief et les autres facteurs il se forme des sédiments variés. Ainsi, dans les régions subtropicales très chaudes où la végétation est luxuriante, on voit se former des produits d'altération très originaux, les latérites (éluvions) où abondent les oxydes hydratés de fer, d'aluminium et de silicium, alors que dans les régions désertiques les dépôts éluviaux sont surtout représentés par des matériaux détritiques. Les dépôts lacustres des régions tempérées se distinguent sensiblement de ceux des lacs de la zone aride.

Il existe donc dans la nature un rapport étroit et multilatéral entre la sédimentation et le milieu dans lequel elle s'opère. Quand ce dernier se modifie, la transformation ultérieure du dépôt subit dans une certaine mesure, elle aussi, des variations. Donc, en étudiant un dépôt, sa composition, les principes de sa distribution spatiale et la faune qu'il contient, on peut reconstituer les conditions de sa formation. Or, ceci est très important lorsqu'on procède à l'analyse des dépôts anciens et lorsqu'on reconstitue l'histoire de l'évolution de la croûte terrestre. Le géologue suisse A. Gressly a remarqué, il y a plus de 120 ans, que les dépôts du même âge, mais formés dans

des lieux différents se distinguent sensiblement, c'est-à-dire que les couches d'une même roche sédimentaire subissent des différentiations régulières suivant leur répartition spatiale. Afin de distinguer ces modifications il a introduit la notion de *faciès*. Actuellement, on groupe sous le terme de faciès l'ensemble des caractéristiques d'un sédiment (sa nature, la faune qu'il contient, etc.) et les conditions de sa formation.

Le faciès est devenu une des notions fondamentales de la géologie, surtout après les travaux de l'académicien D. Nalivkine. Dans la dernière édition de son ouvrage *Théorie des faciès*, il écrit : « La théorie des faciès sert d'introduction naturelle à la paléogéographie, science qui se fixe pour tâche de reconstituer la répartition entre les mers et les terres, l'environnement physico-géographique et l'aspect de la surface terrestre dans son ensemble aux époques géologiques révolues. » D'autre part, la connaissance des principes régissant la formation des roches sédimentaires permet d'établir les règles de la distribution des minerais utiles dont le rôle est très important pour l'économie nationale. En guise d'exemple de gisements associés à des roches sédimentaires on peut citer ceux des bassins houillers du Donetz, du Kouznetsk et d'autres régions ; les gisements pétrolifères de Bakou, de la région de la Volga, de la Subcaucasie, de la région de la Caspienne ; les gisements de fer de Kertch et de Lipetsk ; la bauxite ouralienne, etc. L'analyse du faciès est la méthode essentielle de l'étude des anciens mouvements tectoniques, étude dont l'importance est capitale pour la prospection des minerais, surtout du pétrole et du gaz.

L'analyse du faciès des dépôts anciens doit comprendre une étude détaillée de la composition des roches et de la faune fossile qu'elles renferment, des lois de la distribution des faciès et des successions de faciès suivant un même niveau ou verticalement et une application du principe d'actualisme.

On distingue trois grands groupes de faciès :

1) *marins* ;
2) *lagunaires* ;
3) *continentaux*.

Chaque groupe peut être à son tour subdivisé en plusieurs macro- et micro-faciès. Ainsi, les dépôts de faciès marins peuvent se subdiviser en faciès :

1) côtier ou littoral ;
2) néritique ou sublittoral (faible profondeur) ;
3) épinéritique ou de profondeur moyenne (au-dessous de 100 m) ;
4) bathyal, de plus grande profondeur ;
5) abyssal, de très grande profondeur.

Cette subdivision est basée sur les variations des agitations de l'eau et de la composition de la vie organique suivant la profondeur.

Le faciès lagunaire peut être également subdivisé en macro-faciès :

1) d'eau douce ;

2) des lagunes salées;
3) des estuaires et des limans.

L. Roukhine range également dans ce groupe le macro-faciès de deltas avec leur complexe de dépôts marins, lagunaires et continentaux.

Les dépôts continentaux présentent une grande diversité, chaque type reflétant les particularités des conditions dans lesquelles il est formé. On y dégage de même des groupes de faciès et des faciès locaux. Leurs types génétiques principaux sont indiqués au tableau 14 (d'après E. Chantser).

On y distingue les grands groupes suivants: faciès éluvial, colluvial (de versants), alluvial, déluvial (torrentiel), lacustre, de marais, glaciaire et éolien. Chaque macro-faciès comporte plusieurs faciès différents. Ainsi, le macro-faciès alluvial compte trois faciès, faciès du lit fluvial, de la plaine alluviale et des bras morts. Le macro-faciès glaciaire comprend les faciès morainique, fluvio-glaciaire et lacustro-glaciaire.

Action des mouvements de l'écorce terrestre sur la répartition des faciès. L'histoire de la Terre a connu de fréquents changements dans la répartition des terres et des mers ainsi que des déplacements de la ligne côtière, provoqués par les mouvements de l'écorce terrestre.

Tableau 14

Groupe et série de milieu		Type génétique
Série éluviale		Sols éluviaux
Faciès colluviaux (de versants)	Dépôts gravifiques (colluvion)	Accumulations d'éboulement et éboulis Accumulations de glissement Accumulations de solifluxion
		Déluvion
Dépôts des lits fluviaux		Alluvion Dépôts torrentiels
Dépôts lacustres		Ensemble des dépôts lacustres Dépôts chimiques (sels)
Dépôts organiques des marais		Tourbières
Dépôts glaciaires		Dépôts glaciaires (moraines) Dépôts fluvio-glaciaires Dépôts lacustro-glaciaires
Dépôts éoliens		Sables éoliens Lœss éolien

22—927

Tantôt il y avait des *transgressions* ou avancées de la mer sur la terre, tantôt des *régressions* ou retraits de la mer. Les déplacements de la ligne du rivage provoquaient le décalage des faciès, phénomène qu'on note fréquemment dans les séries géologiques. Ainsi, pendant les transgressions la ligne côtière se déplaçait vers le continent; les

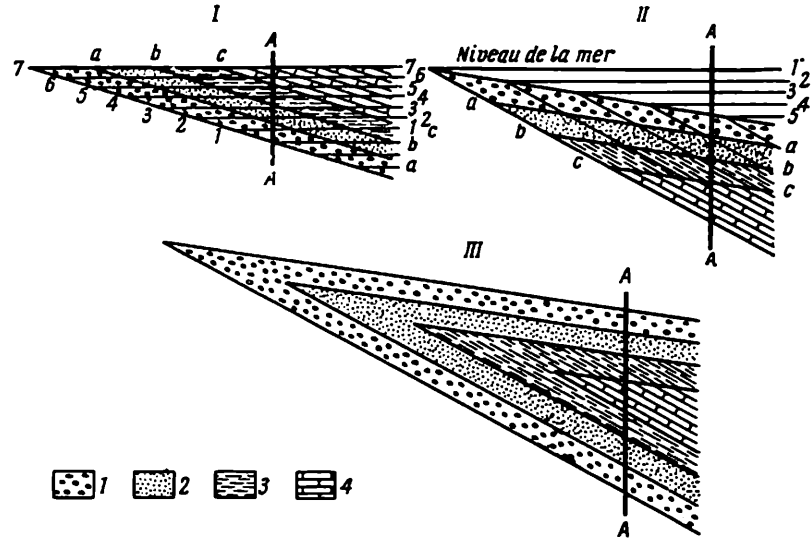


Fig. 163. Décalage des faciès dû au déplacement de la ligne du rivage durant la transgression (*I*), la régression (*II*) et pendant un cycle complet de sédimentation (*III*) (transgression et régression):
a, *b*, *c* — frontières des faciès; *1—7* frontières temporaires de la mer; *A* — *A* —ligne de coupe transversale; *1* — galets; *2* — sables; *3* — argiles; *4* — calcaires

secteurs de faible profondeur de la zone sublittorale et littorale s'éloignaient du rivage et les dépôts grossiers d'un faciès étaient recouverts par les dépôts plus fins d'un autre faciès.

Sur la fig. 163, *I*, la position initiale du niveau de la mer est indiquée par le chiffre *1*. La succession des dépôts y est normale: près du rivage des galets ou des sables grossiers, plus loin des sables qui sont remplacés par des argiles et des calcaires. Du fait des transgressions le niveau de la mer se déplace progressivement dans les positions *2*, *3*, *4*, *5*, etc., d'où le décalage des faciès; là où les galets s'accumulaient auparavant viennent maintenant des sables sous-jacents aux argiles qui sont eux-mêmes recouverts de calcaires. On voit donc dans la série géologique se succéder de bas en haut des dépôts de moins en moins grossiers. Une telle série est dite transgressive.

Comme on le voit sur la fig. 163, *II*, la disposition des faciès est toute autre lorsqu'il y a régression. La série géologique comporte

des calcaires à la base, puis viennent des argiles, des sables et des galets. C'est ce qu'on nomme une série régressive.

Parfois, les séries géologiques témoignent d'une alternance de couches à successions transgressives et régressives (fig. 163, *III*), ce qui prouve le déplacement de la ligne du rivage.

§ 2. Roches sédimentaires

Les roches sédimentaires constituent la partie superficielle de l'écorce terrestre et occupent de très vastes superficies. On a vu plus haut qu'elles se forment dans les bassins marins et à la surface des terres sous l'effet de trois processus:

1) accumulation des matériaux détritiques résultant de la désagrégation des roches formées antérieurement (ignées, métamorphiques ou sédimentaires);

2) précipitation chimique des substances dissoutes;

3) activité biochimique des organismes.

Sur la base de cette distinction on a longtemps classé les roches sédimentaires en trois groupes: roches détritiques, chimiques et organiques. Pourtant, il existe des roches résultant de l'action combinée de la sédimentation organogène et de la précipitation chimique ou biochimique à partir de solutions de certains corps composés (quelques calcaires, roches siliceuses). D'autre part, il y a des roches qui sont en quelque sorte intermédiaires entre les roches détritiques et chimiques. Parmi ces roches citons, par exemple, les argiles formées en majeure partie de produits de précipitation à partir de solutions colloïdales mais qui comportent également une certaine quantité de fines particules détritiques. C'est pourquoi M. Chvétsov classe les roches sédimentaires en trois groupes:

1) détritiques;

2) argileuses;

3) chimiques et organiques.

Les roches sédimentaires possèdent plusieurs traits caractéristiques qui les distinguent des roches ignées et des roches métamorphiques. Il faut tout d'abord mentionner leur structure stratifiée qui s'observe dans la plupart de ces roches. L'allure que prend cette stratification peut souvent nous renseigner sur les conditions de la sédimentation. Ainsi, une stratification horizontale témoigne d'une accumulation dans des bassins calmes, tandis qu'une stratification oblique indique ordinairement un déplacement des eaux. Un deuxième trait distinctif des roches sédimentaires est la présence en leurs séries de faune et de flore fossilisées qui caractérisent le milieu dans lequel s'est déroulée la sédimentation. La composition des roches sédimentaires est également très typique.

Roches détritiques. Elles se différencient entre elles par la taille et la forme des débris. On distingue:

1) les *pséphites* (débris grossiers) dont plus de 50% des débris dépassent 1 mm de diamètre;

2) les *psammites* (sables) composés de grains de 1 à 0,1 mm;

3) les *farines* composées surtout de grains de 0,1 à 0,01 mm.

La classification générale des roches détritiques est donnée au tableau 15.

Tableau 15

Calibre des débris de roches (en mm)	Groupe de roches	Dénomination des roches			
		émoussées		anguleuses	
		meubles	cimentées	meubles	cimentées
100-1 000 et plus	pséphites (débris grossiers)	blocs émoussés galets	conglomérats	blocs bruts gravillons	brèches
10-100		gravier roulé		arène	
1-10					
1-0,1	psammites (sables)	sable	grès	sable	grès
0,1-0,01	farines	limon	aleurolite	limon	aleurolite

Une *brèche* est une roche cimentée composée de fragments anguleux non émoussés (blocs, gravillon, arène). Ces fragments peuvent provenir soit de la désagrégation des roches en place (ils s'accumulent alors à proximité des terrains d'origine), soit des apports torrentiels, soit des glissements, etc. Le ciment est ordinairement formé par la calcite, les oxydes de fer, la silice, etc.

Les *conglomérats* sont beaucoup plus fréquents. Ce sont des roches détritiques roulées (blocs, galets, gravier) cimentées pendant la diagenèse. Ils forment généralement des couches plus ou moins importantes et peuvent avoir une origine terrigène (dépôts torrentiels, alluvions) ou marine (galets littoraux).

Les *sables*. On y assimile les roches constituées de grains de calibre varié classées d'après leur granulométrie en sables grossiers, à grains moyens, fins et très fins. Leur composition minéralogique est également très hétérogène. Dans la nature on rencontre souvent des sables composés à 95 % de grains de quartz. Mais il arrive fréquemment que dans leur composition entrent plusieurs minéraux. Outre les sables monominéraux homogènes, M. Chvétsov dégage des sables oligominéraux dans lesquels le quartz domine (75-95 %), mais qui comportent aussi une part notable de feldspath ou de mica et des sables polyminéraux composés de grains de minéraux divers (quartz feldspaths et minéraux non ferreux).

Fait caractéristique: les grès polyminéraux se rencontrent pour la plupart dans les géosynclinaux (zones mobiles de l'écorce terres-

tre), alors que les formations oligominérales et monominérales se trouvent sur des socles stables.

Quand les sables sont constitués pour l'essentiel de quartz et de feldspath, ils sont dits *arkoses*. Mais lorsqu'ils se composent de débris de roches et de minéraux divers, on les appelle *grauwackes*. Si la teneur en glauconie est assez élevée (20-40 %), on distingue les sables *glauconiens*.

La coloration du sable dépend souvent de ses éléments secondaires : les oxydes de fer lui donnent une couleur brune, la glauconie, une couleur verte, les substances organiques, une couleur noire. D'après leur origine, les sables peuvent être marins, fluviaux, éoliens ou fluvio-glaciaires.

Les *grès* sont des roches résultant de la cimentation des sables par diverses substances (combinaisons ferrugineuses, calcaires, siliceuses, etc.).

Les *roches aleurolitiques* (*farineuses*) rassemblent des formations composées surtout de particules de 0,1 à 0,01 mm. Ce sont des roches intermédiaires entre les sables et les argiles. Quand la part des grains d'argile est faible ($<$ 0,005), elles s'apparentent aux sables quant à leur aspect extérieur et à leurs propriétés. Lorsque les grains d'argile prédominent, elles ressemblent à des argiles. On range dans ce groupe les limons sableux et argileux, les lœss, les limons lœssiques. Ces farines, quand elles sont cimentées, s'appellent aleurolites.

Les argiles. Ce sont les roches les plus répandues. Elles occupent une position intermédiaire entre les roches chimiques et les roches détritiques. Ordinairement, elles sont constituées de grains de calibre inférieur à 0,01 mm et contiennent plus de 30 % de particules inférieures à 0,001 mm. Dans la majorité des cas, les argiles sont formées de produits d'altération chimique des roches ignées et autres. Ces produits d'altération peuvent s'accumuler à l'endroit même de leur formation et composer un éluvium (argiles résiduelles) ; mais, plus fréquemment, elles sont transportées par les eaux courantes et déposées dans les mers, les lacs et les lits des cours d'eau.

Les argiles possèdent des propriétés spécifiques :

1) elles sont plastiques, c'est-à-dire qu'elles changent de forme sous l'action de la pression ;

2) elles absorbent l'eau lorsqu'elles sont humectées et augmentent de volume de 40-45% et plus ;

3) elles sont très peu perméables.

D'après L. Roukhine, trois groupes de minéraux entrent dans la constitution des argiles :

a) les argileux (kaolinite, montmorillonite, micas, etc.) qui donnent les grains colloïdaux les plus fins ;

b) les quartz, feldspath, mica, etc., représentés par leurs fragments ;

c) les inclusions d'hydroxydes de fer, de carbonates, de sulfures, etc.

Les argiles comportent en outre des matières organiques.

Selon leur richesse en impuretés introduites pendant le transport et le dépôt, on classe les argiles en de nombreuses variétés : pures, calcarifères, siliceuses, bitumineuses, sableuses, etc. Si la part de sable et de poussières est grande, les argiles passent à des roches aleurolitiques (sables impalpables).

Dans la plupart des cas, les argiles produites par la sédimentation dans un milieu aqueux ont une composition mixte dans laquelle dominent les minéraux du groupe des micas. Les variétés pures se rencontrent parmi les roches continentales, notamment dans les éluvions. On y assimile les kaolins (réfractaires) et les montmorillonites (absorbantes), d'une grande valeur industrielle.

Une fois transformées par diagenèse en roches cimentées et cohérentes, parfois très dures, les argiles deviennent des argilites. Celles-ci se rencontrent surtout dans les régions montagneuses.

Roches d'origine chimique et organique. Un grand groupe de roches apparaît dans divers bassins et même, par endroits, à la surface des continents par suite de phénomènes chimiques et biochimiques (activité vitale des animaux et des plantes), ou du fait de l'accumulation de restes organiques d'animaux et de plantes morts. On peut distinguer parmi ces roches les formations carbonatées, siliceuses, salines (sulfuriques et halogènes), ferrugineuses, phosphatées et les caustobiolites.

Dans les roches carbonatées on range les calcaires, les dolomies et les marnes.

Les *calcaires* ($CaCO_3$) connaissent la plus large extension. Les calcaires organogènes sont ordinairement composés de coquilles calcaires de Mollusques, de Foraminifères, de fragments d'Entroques, d'Algues calcaires, de Coraux, etc. Selon la proportion des restes de tel ou tel organisme, les calcaires sont dits coralliens, à Brachiopodes, à Foraminifères, etc. Parmi les calcaires d'origine chimique on trouve les calcaires oolithiques, agglomérats de granules d'oolithes calcaires ; les tufs calcaires ou travertins déposés par les sources riches en bicarbonate de calcium dissous dans l'eau, etc.

La *craie* est une roche dont la composition est double. La plus grande partie (environ 60-70 %) est constituée par les restes d'organismes planctoniques, la partie restante — la calcite pulvérulente à grains très fins — est formée vraisemblablement par voie chimique.

La *marne* est un autre exemple de roche ayant une double composition. Pour 50 à 70 % elle est formée de $CaCO_3$ de provenance organique ; les 30 à 50 % restants sont composés de particules argileuses d'origine détritique et chimique.

Les *dolomies*, par leur composition chimique, sont à 90-95 % un carbonate double de magnésium et de calcium $CaMg(CO_3)_2$. Quand la part de $CaCO_3$ est d'au moins 50 %, la roche est dite calcaire dolomitique. La dolomie peut résulter de la précipitation d'un dépôt

à partir d'eau à salinité excédentaire (d'après S. Vichniakov); dans ce cas, les couches de dolomie alternent avec celles de gypse. Mais il est plus fréquent que les dolomies se forment par modifications (dolomitisation) des calcaires (ou des dépôts calcaires) au moyen de solutions correspondantes jusqu'à ce qu'ils deviennent des roches (substitution dite exogénométasomatique[1] des calcaires), ou par voie hydro-thermo-métasomatique (à température basse).

Roches siliceuses. Elles comprennent les diatomites, les lydiennes, les gaizes et les concrétions siliceuses.

La *diatomite* est une roche meuble, terreuse, faiblement cimentée, d'un jaune ou d'un gris clair, composée de débris d'algues microscopiques (Diatomées) réunis par de la silice hydratée amorphe (opale). Elle contient fréquemment des grains d'argile, de quartz et de glauconie.

La *lydienne* est identique à la diatomite quant à ses propriétés, mais elle ne contient pas de traces de débris organiques. Elle est surtout constituée de grains minuscules d'opale. Sa genèse n'est pas encore bien connue, mais il est probable qu'elle se forme par voie biochimique.

La *gaize* est une roche légère composée de silice hydratée (jusqu'à 90 %) comportant une petite proportion de débris de Radiolaires et de tests de Diatomées ainsi que de grains de quartz, de glauconie et de particules argileuses. Les gaizes dures sont les plus répandues, la cassure est conchoïdale, la couleur passe du gris-bleu au gris presque noir. Il est plus rare de rencontrer des gaizes friables; celles-ci ressemblent extérieurement aux diatomites ou aux lydiennes. Certains chercheurs supposent que la gaize est une diatomite ou une lydienne transformée, tandis que d'autres sont enclins à y voir une formation chimique des bassins marins.

Les *concrétions siliceuses* sont très répandues parmi les roches sédimentaires. Elles se forment de diverses manières. Certaines sont produites à partir des solutions circulant dans les roches et remplissant ses vides d'une substance opalo-calcédonique. D'autres se forment au cours de la diagenèse (transformation du dépôt en roche) par excroissance autour d'un centre quelconque en matière étrangère sous l'action de forces de cristallisation. Les concrétions avec des vides à l'intérieur s'appellent géodes; quand le noyau est comblé et dur, on dit que c'est un rognon. Les concrétions siliceuses (rognons de silex) se trouvent dans de nombreuses roches, mais elles sont surtout fréquentes dans les calcaires.

Roches salines (sulfuriques et halogènes). Malgré toute la diversité de leur composition chimique elles sont réunies par une origine commune: elles ont toutes été formées dans des lagunes coupées des

[1] La métasomatose est le phénomène de la substitution de certains minéraux ou roches par d'autres, accompagné de leur transformation chimique se déroulant durant l'interaction des roches avec des solutions, des gaz ou des bains de fusion.

mers et en voie d assèchement ou dans des lacs salins. On range dans ce groupe les roches monominérales : anhydrite ($CaSO_4$), gypse ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), sel gemme (NaCl) et d'autres formations déjà examinées plus haut.

Formations ferrugineuses. Les plus répandues et les plus importantes du point de vue pratique sont les hématites oolithiques brunes constituées de formations à enveloppes concentriques ou rayonnantes (oolithes d'un diamètre allant d'une fraction de millimètre à 15 ou 20 mm). Parfois, elles sont enrichies de combinaisons de manganèse. De nombreux gisements de minerais de fer constituent des formations sédimentaires typiques des zones superficielles de l'écorce terrestre. Ils peuvent se former dans les marais, les lacs, les mers, à la surface des continents, par oxydation des protoxydes de fer durant l'altération des roches, amenant une décomposition chimique des minéraux contenant du fer et du magnésium.

Les formations phosphatées sont des roches sédimentaires conteuant de 12 à 40 % de P_2O_5. D'après la nature des gisements on distingne les phosphorites à concrétions (ou à nodules) quand ils prennent l'aspect de nodules sphériques ou arrondis, et les phosphorites à couches (filons) constituées de bancs cimentés en conglomérats. Les gisements les plus répandus sont ceux de concrétions de phosphorites qui constituent ordinairement des inclusions dans les roches sablo-argileuses ou carbonatées et dont le diamètre des nodules ne dépasse pas quelques centimètres (10 à 20 dans des cas exceptionnels). Les concrétions de phosphorites se forment au fond de la mer dans des dépôts vaseux qui ne sont pas encore consolidés; elles doivent leur origine à la contraction de combinaisons de phosphore autour de certains centres, ainsi qu'à la concentration du phosphore dans des organismes marins. Les phosphorites constituent une matière première utilisée pour la fabrication des engrais minéraux (quand leur teneur en P_2O_5 est supérieure à 12 %).

Caustobiolites (combustibles organogènes). Ce groupe rassemble les roches d'une importance capitale: les combustibles fossiles, notamment les formations houillères et bitumineuses (pétrole, etc.).

La plupart des *houilles fossiles* tirent leur origine de la matière végétale fournie surtout par les plantes supérieures et leurs sécrétions résineuses. Ces formations font partie des roches humiques (tourbe, lignite brun, houille, anthracite).

Les *sapropélites* sont classés dans un autre groupe; ils se forment surtout dans les bassins lacustres, principalement à partir des plantes inférieures (algues) et du plancton animal. Ils contiennent souvent une quantité notable de grains d'argile et d'autres matériaux minéraux (charbon sapropélique et schistes charbonneux).

La *tourbe* est constituée par des débris végétaux à demi décomposés qui se sont accumulés durant une longue période dans les lacs et les marais. Leur décomposition s'est effectuée dans l'eau avec la participation de diverses Bactéries et un apport d'air insuffisant.

L'épaisseur globale des couches peut parfois atteindre plusieurs mètres. La matière organique de la tourbe contient de 28 à 35 % de carbone, de 30 à 38 % d'oxygène, environ 5,5 % d'hydrogène. On distingue les tourbes à Sphaignes, à Laîches, à Roseaux. Les réserves globales de l'U.R.S.S. sont très grandes et constituent environ 2/3 des réserves mondiales.

Les *lignites* sont aussi le produit de la transformation des dépôts végétaux accumulés durant les périodes géologiques révolues. Ils sont plus durs et plus compacts que la tourbe: leur densité varie de 1,1 à 1,3; leur teneur en carbone est de 67-78 %. Ils contiennent de l'argile et produisent par suite beaucoup de cendres. C'est le type intermédiaire entre la tourbe et la houille.

La *houille* est le stade suivant de la transformation des lignites. Sa couleur est noire, elle est compacte, a un éclat graisseux ou résineux et laisse un trait noir sur une tablette en porcelaine. Densité: 1,0-1,8; dureté: 0,5-2,5; teneur en carbone: de 80 à 85 %.

L'*anthracite* est le dernier stade de la transformation des débris végétaux solides. Sa densité est de 1,3 à 1,7; sa dureté, de 2 à 2,5. Il est noir, à éclat submétallique; le trait qu'il laisse est noir. Sa teneur en carbone est de 95 à 97 %.

Les *charbons sapropéliques*. On range parmi eux les espèces plutôt rares des bogheads et des cannels. Ils forment des intercalations dans les roches humiques et constituent même parfois des gisements isolés. Les charbons sapropéliques se rencontrent dans les bassins de Moscou, de Kouznetsk, etc.

Les *schistes charbonneux* sont beaucoup plus répandus que le type précédent. Ce sont des roches dures, à feuillets très minces, de structure schisteuse, gris foncé ou brun, facilement inflammables. Les schistes charbonneux sont composés à plus de 50 % de matières combustibles, le reste étant constitué d'une substance argileuse ou carbonatée. On en tire par distillation des gaz, des résines, des préparations médicinales, etc.

Le *pétrole* est un liquide graisseux combustible de couleur brune. Il est composé de C, de O, de H, mais le rôle capital revient au carbone et à l'hydrogène. C'est un mélange d'hydrocarbures liquides des groupes paraffinique (C_nH_{2n+2}), naphtène (C_nH_{2n}) et aromatique (C_nH_{2n-6}). Sa densité est de 0,8 à 0,9.

TROISIÈME PARTIE

Processus de dynamique interne

CHAPITRE 14

Déformations tectoniques

Les sédiments marins, lacustres, etc., se déposent habituellement en *couches horizontales* ou presque. Ils peuvent garder cette position un temps indéterminé et ne subir que les modifications dues à la *diagenèse*, c'est-à-dire se consolider et se tasser progressivement jusqu'à leur transformation en roches. A titre d'exemple d'un gisement non dérangé de ce genre on peut citer les couches calcaires du Carbonifère des environs de Moscou.

Rigoureusement parlant, même dans un affleurement semblable on relève certains signes d'actions tectoniques sur les roches qui témoignent d'une sédimentation dans les conditions de déformation de l'écorce terrestre: modification de la nature des roches (de bas en haut), division de la masse des roches en bancs, autant de faits évoquant des changements dans les conditions de l'accumulation des dépôts, et qui peuvent être dus aux mouvements du sol. Pourtant, l'existence des couches non dérangées, presque horizontales, est un fait qu'on ne peut pas nier et cette disposition est une caractéristique de la plupart des formations sédimentaires recouvrant de vastes étendues de plaines à la surface de la Terre.

Un signe frappant et évident de mouvement du sol, c'est-à-dire de *mouvement tectonique*, est constitué par les dérangements de la disposition des couches sédimentaires ou les *déformations tectoniques*. Ces dérangements peuvent être de diverse nature, mais en général on les classe en deux grands groupes: les dislocations *par plissements* (plicatives) et *par failles* (disjonctives). C'est dans cet ordre que nous allons les examiner, mais auparavant examinons certains problèmes concernant les conditions physiques du mécanisme des déformations dans les corps solides (dérangement des couches).

I. DÉFORMATION DES CORPS SOLIDES

Les roches aussi bien magmatiques que sédimentaires sont le plus souvent des corps plus ou moins durs et élastiques constitués de cristaux plus ou moins fortement cimentés. Donc, avant d'étudier les déformations des roches, il faut connaître de quelle manière les corps solides se déforment en général.

§ 1. Diagramme « effort-déformation »

Examinons le phénomène de la déformation d'un corps solide depuis le moment de l'application d'une charge à ce corps jusqu'à sa rupture. Il est très commode de le représenter par un diagramme dénommé diagramme « *effort-déformation* » (fig. 164). Supposons que l'axe des ordonnées représente l'échelle des charges σ appliquées au corps et rapportées à une unité de surface :

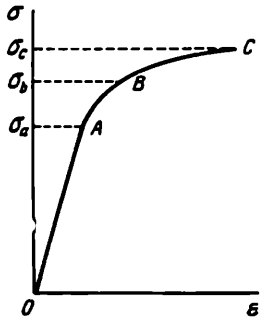


Fig. 164. Diagramme « effort-déformation » : σ — charge ; ε — déformation ; A — limite d'élasticité ; B — limite d'écoulement ; C — charge de rupture

$$\sigma = \frac{F}{S},$$

où F est l'effort (pression) en kg auquel est soumis le corps de l'extérieur et S la surface en cm² sollicitée par l'effort F.

Portons sur l'axe des abscisses les déformations ε engendrées par la charge σ.

D'après l'expérience, l'accroissement de σ entraîne celui de ε, comme en témoigne sur notre diagramme le vecteur $\overrightarrow{OA}$. Celui-ci est rectiligne, c'est-à-dire que la déformation est proportionnelle à la charge ; σ et ε sont donc liés par la relation

$$\sigma = E\varepsilon.$$

Le coefficient de proportionnalité E s'appelle module d'élasticité longitudinale ou module de Young ; c'est une notion capitale de la résistance des matériaux et de la séismologie. Ce lien direct entre σ et ε porte le nom de loi de Hooke (1676).

Les déformations qui correspondent à la partie OA du diagramme, c'est-à-dire à la loi de Hooke, sont dites *élastiques*, ce qui signifie que le corps reprend sa forme initiale lorsque la charge cesse d'exercer son action.

La charge σ_a qui concerne la dernière phase des déformations élastiques et qui engendre des déformations d'un autre type, dites permanentes, porte le nom de *limite d'élasticité*.

A mesure que la charge augmente de σ_a à σ_c, des *déformations permanentes* viennent s'ajouter aux déformations élastiques ; entre σ_a et σ_b elles sont encore *réversibles* (élastico-plastiques), alors que de σ_b à σ_c elles deviennent *non réversibles* ou *discontinues*. La charge σ_b qui correspond au déclenchement des déformations non réversibles s'appelle *limite d'écoulement* ou d'étirement. La charge qui provoque la rupture du corps s'appelle *charge de rupture* ; elle est souvent désignée par le symbole K_d.

Indiquons les valeurs de K_d (charge limite à la compression) pour certains corps (tableau 16).

Tableau 16

Valeurs de K_d pour certains minéraux et roches

Minéraux	K_d, kg/cm²	Roche	K_d, kg/cm²
Quartz	20 000	Basalte	1 000-3 200
		Granite	800-2 000
Halite	275	Grès	500-1 800
		Calcaire	400-2 000

Ainsi, un corps sollicité par des contraintes n'est d'abord l'objet que de déformations élastiques (*OA*), puis viennent les déformations plastiques, c'est-à-dire permanentes mais encore réversibles (*AB*), et enfin, une fois la limite d'écoulement dépassée, les déformations permanentes et non réversibles (discontinues) qui provoquent la rupture du corps (*BC*).

Examinons de plus près ces trois types de déformations.

§ 2. Déformations élastiques

Les déformations élastiques ne peuvent être décelées dans les roches d'une façon aussi évidente que le sont les déformations permanentes ; toutefois, elles sont à l'origine de nombreux phénomènes géologiques. Ainsi, les « *coups de toit* » enregistrés dans les mines profondes sont dus à ces déformations ; les parois des mines, sous la pression des couches supérieures, se bombent vers l'intérieur, et des morceaux de roche sont projetés en avant avec un bruit sec et avec une telle force qu'ils peuvent blesser les mineurs. Les *tremblements de terre* sont également dus à des déformations élastiques engendrées par l'accumulation de contraintes tectoniques qui se résolvent brutalement et presque instantanément, et donnent naissance à des déformations permanentes se traduisant par un glissement d'un plan de faille sur l'autre pouvant atteindre plusieurs mètres. Enfin, les déformations élastiques sont à l'origine de phénomènes se produisant à une toute autre échelle, tel que l'*extinction roulante* des cristaux de quartz et de certains autres minéraux observés au microscope ; si l'on chauffe l'échantillon, l'effet d'extinction roulante disparaît, du fait de la redistribution des particules provoquée par une température élevée.

§ 3. Déformations plastiques

C'est dans les métaux que les déformations plastiques se manifestent avec une évidence particulière. Si l'on soumet une tige métallique, de cuivre ou d'aluminium par exemple, à un effort de traction, elle s'allonge sans se rompre, mais il apparaît un endroit où elle

devient plus mince. Cet amincissement s'appelle *striction* et aboutit à la *rupture* de la tige si l'effort va en augmentant (fig. 165). Que se passe-t-il alors dans la zone de striction ? Le processus d'amincissement est le suivant : la tige est en quelque sorte fragmentée en plusieurs disques dont l'épaisseur et l'orientation sont déterminées par les particularités du réseau cristallin du métal ; chaque disque se déplace par rapport à ses voisins en restant toutefois en contact avec eux (fig. 165 ; *a*, avant et *b*, après l'étirement). La marche du phénomène est régie par les particularités du réseau cristallin de la substance, car c'est lui qui conditionne la résistance, la ductilité, les liaisons internes, l'orientation des plans de glissement éventuels. Or, les propriétés du réseau cristallin sont déterminées par les interactions et les liens mutuels entre les particules qui le constituent,

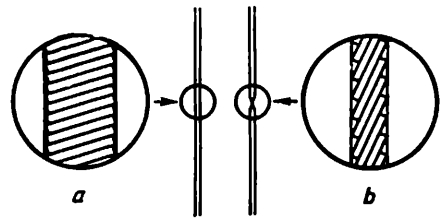


Fig. 165. Etirement d'une barre d'aluminium :
a — avant la traction ; *b* — après la traction

c'est-à-dire les atomes de la substance. Ce phénomène s'appelle *translation* ou *glissement*. Il a été bien étudié en ce qui concerne les métaux, et de nombreux ouvrages lui sont consacrés.

Le processus de déformation plastique des cristaux non métalliques (ioniques) est en principe le même. Les cristaux déformés de halite, de gypse, de galène, de tourmaline, de feldspath, de calcite, etc., sont très fréquents dans la nature.

Prenons la halite ou sel gemme (NaCl).

Elle cristallise dans le système cubique ; aux sommets des mailles élémentaires réparties en échiquier se trouvent les ions Na à charge positive et Cl à charge négative. L'interaction des charges détermine en gros la structure et les propriétés du cristal.

Imaginons maintenant que nous voulions faire glisser une partie du cristal suivant le plan parallèle à l'une de ses faces. Il est facile de prévoir qu'il viendra bientôt un moment où les particules de Na, de même que de Cl, se trouveront en face de particules semblables. Les forces de répulsion agissant entre les charges de même signe disloqueront alors le cristal en deux parties suivant le plan parallèle à l'une des faces du cube, c'est-à-dire suivant le plan de clivage. Telle est la signification de la notion de *clivage* (fig. 166, *a*).

Il en sera tout autrement si nous nous efforçons de déplacer une partie du cristal suivant une direction oblique, celle de la diagonale

(fig. 166, *b*). Alors les forces répulsives ne jouent pas et le cristal conserve sa cohésion, les liaisons entre les blocs déplacés continuent à agir bien que l'aspect du cristal se modifie. Pour les cristaux de halite, les plans de glissement de ce genre sont les faces d'un rhombododécaèdre (polyèdre régulier à face en forme de rhombe).

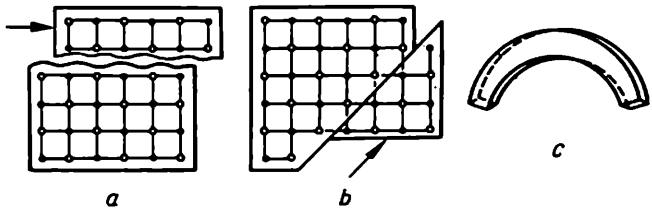


Fig. 166. Déformation d'un cristal de sel gemme: *a* — rupture suivant le plan de clivage; *b* — déformation plastique; *c* — cristal de sel gemme courbé en arc

La facilité avec laquelle le sel gemme se prête à des déformations plastiques permet de ployer en arc une barre de ce minéral découpée dans un gros monocristal cubique (fig. 166, *c*); il suffit de la plonger dans l'eau pour prévenir la fissuration suivant les fentes de clivage minuscules et de la plier sans se presser avec les doigts pendant quelques secondes.

Il y a également d'autres types de déformations plastiques. Un phénomène bien étudié est celui du *maclage* mécanique qui consiste à faire pivoter certains blocs du réseau par rapport à d'autres en conservant intactes les liaisons entre les éléments; les cristaux de calcite se prêtent facilement à des déformations et donnent des macles (fig. 167). L'origine des macles polysynthétiques des feldspaths, surtout du microcline et de l'albite, est également la même.

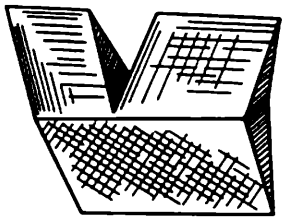


Fig. 167. Cristal de quartzite distordu par maclage mécanique (d'après Baumhauer)

Il importe aussi de noter que les roches massives sont des agrégats *polycristallins* (constitués de divers cristaux); leur déformation est donc facilitée par les déplacements réciproques des grains minéraux que favorisent sans doute les très minces pellicules d'eau qui entourent les grains. Enfin, les roches friables, tels les sables ou les argiles humides, etc., se prêtent aux pressions extérieures et se déforment sans difficulté apparente.

On peut donc formuler la définition suivante: le *glissement* ou la *translation* est une déformation plastique des corps cristallins solides pendant laquelle les ions du réseau conservent les liaisons déterminées par les forces électrostatiques d'attraction et de répulsion;

les *déplacements* entre les blocs de cristaux suffisamment petits s'effectuent suivant des plans bien déterminés dont l'orientation est conditionnée par les particularités du réseau du minéral déformé. Le phénomène ne s'accompagne pas de rotation ou de distorsion des plans réticulaires des mailles élémentaires et par conséquent n'entraîne pas de déformations élastiques.

Là, une question se pose tout naturellement: quelles sont les conditions des déformations plastiques des roches massives constituées des minéraux les plus divers? Pour répondre à cette question il convient d'examiner l'influence de la température, de la persistance des contraintes et de la pression uniformément répartie sur la déformation des corps cristallins.

L'échauffement du corps accélère l'agitation thermique des molécules qui le composent, ce qui dans une certaine mesure facilite les déformations plastiques. Il faut toutefois remarquer que d'habitude les roches sédimentaires qu'on rencontre sur le terrain n'ont jamais subi de températures élevées, mais qu'elles fournissent cependant des exemples typiques de déformations plastiques: couches plissées du Précambrien (Algonkien) constituées de quartzites à magnétite (anomalie magnétique de Koursk ou de Krivoï Rog); schistes argileux du Trias supérieur en Crimée, etc. L'échauffement ne peut donc pas être considéré comme un facteur décisif. Ce n'est que lorsque la température atteint le point de fusion, c'est-à-dire dépasse 1 000 °C, que la roche se ramollit et devient fluide; mais cette transformation, liée au changement de phase, n'a rien à voir avec une déformation plastique.

La *durée de la contrainte* joue un certain rôle lorsque les efforts exercés dépassent la *limite de fluage*. Alors, la déformation s'accroît, bien que lentement, et peut aboutir à des résultats tangibles.

L'aspect quantitatif de ce facteur est encore mal étudié mais son importance est grande, surtout si l'on tient compte de la durée énorme de l'évolution tectonique et du fait que les déformations plastiques sont très répandues.

La *pression uniformément répartie* est sans doute le facteur décisif. Si elle dépasse la charge de rupture, le corps se désagrège. Mais, comme l'écrivait M. Protodiakonov, spécialiste en matière de résistance des matériaux: « il ne se désagrège pas faute de place ». Il semble que la résistance du corps augmente et que le corps ne se disloque pas; mais les forces internes ne pouvant plus résister aux efforts extérieurs, le corps devient plastique, capable de se déformer sans rupture, les liens entre les particules ne se relâchant pas.

Il en est ainsi dans l'écorce terrestre quand le poids des roches qui la constituent est supérieur à la charge de rupture, c'est-à-dire quand la pression géostatique dépasse cette limite et crée un milieu correspondant à peu près à la pression hydrostatique. Pour les diverses roches ces conditions apparaissent à des profondeurs variables mais n'excédant probablement pas 20 km.

§ 4. Déformations discontinues

Les déformations permanentes du type discontinu qui s'accompagnent de rupture du corps commencent au-delà de la limite d'écou-

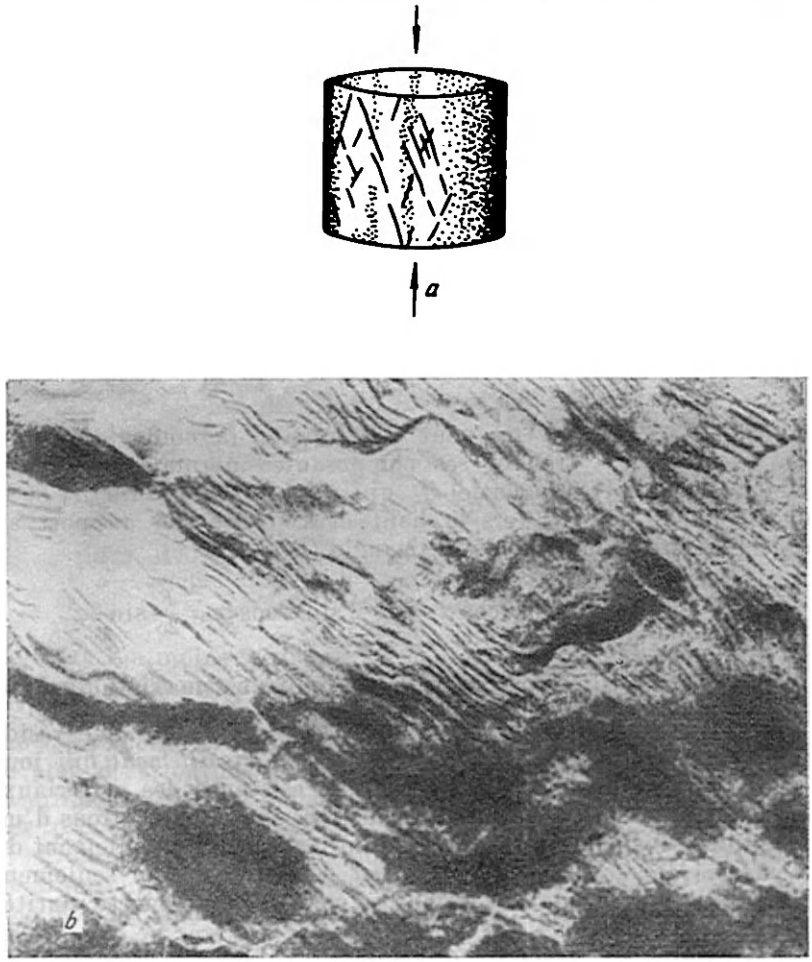


Fig. 168. *a* — lignes de Lüders à la surface d'un échantillon de roche après compression (d'après Prandt et Rinne); *b* — mêmes lignes examinées au microscope (d'après A. Nadai)

lement σ_b. Des fissures capillaires apparaissent à la surface d'un échantillon soumis à un effort de compression (fig. 168, *a*); ces fissures, orientées obliquement par rapport à la direction de la pression, sont appelées *lignes de Lüders*.

En les examinant au microscope on voit que ce sont des bandes étroites où se concentrent les grains aux déformations plastiques les plus prononcées (fig. 168, *b*). Si la contrainte continue à croître, les blocs voisins se déplacent l'un par rapport à l'autre le long de ces lignes, amorçant ainsi la rupture. Quelles sont les directions que prennent de préférence ces fissures ?

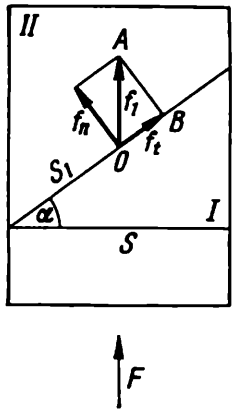


Fig. 169.

Soit une barre à section transversale S subissant l'action d'un effort F agissant suivant l'axe longitudinal (fig. 169). Il convient d'établir l'angle α que fait la fissure S_1 avec la section S. La contrainte unitaire est

$$f_1 = \frac{F}{S_1}.$$

Comme $S = S_1 \cos \alpha$,

$$f_1 = \frac{F}{S} \cos \alpha.$$

On peut décomposer la contrainte f_1 et trouver ses composantes normale f_n et tangentielle f_t. L'effort tangentiel f_t qui produit la fissure S_1 et le déplacement du bloc I vers le haut et à droite par rapport au bloc II est déterminé d'après le triangle OAB :

$$f_t = f_1 \sin \alpha = \frac{F}{S} \sin \alpha \cos \alpha = \frac{F}{2S} \cdot 2 \sin \alpha \cos \alpha = \frac{F}{2S} \sin 2\alpha.$$

Ainsi, $f_t = \frac{F}{2S} \sin 2\alpha$. Il est évident que f_t est maximum quand $\sin 2\alpha = 1$, c'est-à-dire quand $\alpha = 45°$. C'est en cela que réside le *principe des contraintes de glissement ou de cisaillement* qui joue un rôle primordial dans la théorie de la résistance des matériaux.

Ce principe n'est pas le seul à conditionner les dislocations d'un corps solide. Plusieurs autres facteurs influent sur le déroulement du phénomène. Mais c'est lui qui permet d'expliquer non seulement les détails de la déformation du corps, mais certaines particularités des grandes dislocations par faille.

§ 5. Principales déformations des corps solides

Dans la physique des corps solides on distingue les déformations *homogènes* et *hétérogènes*. On assimile aux premières la *compression*, la *traction* et le *cisaillement*, qui déforment uniformément toutes les parties d'un corps. On classe dans les secondes la *flexion* et la *torsion* pour lesquelles la grandeur et la forme de la déformation varient d'un point à l'autre.

Compression. Les dimensions d'un corps diminuent dans le sens de la pression et augmentent perpendiculairement. Une sphère inscrite dans le corps se transforme en ellipsoïde présentant des sections circulaires qui se recoupent et au long desquelles la matière ne subit ni allongement ni rétrécissement (fig. 170, *a*). La compression est la déformation qui joue un rôle essentiel dans les dislocations tectoniques.

Traction. Un corps s'allonge dans le sens de l'action des forces et s'amincit dans le sens perpendiculaire. La sphère inscrite dans un corps déformé se transforme en un ellipsoïde présentant des propriétés identiques au cas précédent (fig. 170, *b*). La traction est une

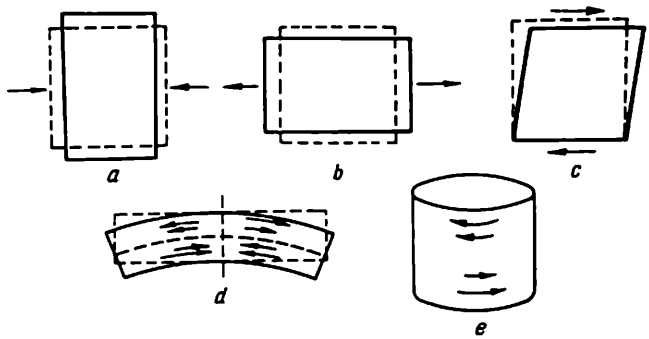


Fig. 170. Déformations principales des corps solides : *a* — compression ; *b* — traction ; *c* — cisaillement ; *d* — flexion ; *e* — torsion

déformation moins fréquente en géologie, mais on en connaît cependant des exemples caractéristiques.

Le **cisaillement** est dû à l'action d'un couple. Si avant la déformation le corps avait la forme d'un cube, la section se trouvant dans le plan d'action des forces se transforme en losange (fig. 170, *c*). Le cisaillement est une déformation très importante pour la formation des plis.

Flexion. La partie extérieure du corps est sollicitée par une force de traction, alors que sa partie intérieure est compressée. La ligne médiane ne subit pas de contraintes (fig. 170, *d*).

Torsion. Les déformations de ce type ne se rencontrent presque pas en géologie (fig. 170, *e*).

L'étude des divers types de déformations permet de comprendre le processus de formation des dislocations tectoniques.

II. DISLOCATIONS PAR PLISSEMENTS

Généralement, les roches sédimentaires se disposent en couches plus ou moins régulières. Une *couche* est une subdivision du dépôt limité en haut et en bas par un plan de stratification. Le *plan de*

stratification est une surface de consistance plus compacte qui sépare une couche des couches sous-jacente et sus-jacente. La partie supérieure de la couche s'appelle *toit*, la partie inférieure, *plancher* (soubassement).

Les roches sédimentaires sont des accumulations de dépôts d'origine physique, chimique ou organique dans des bassins marins, d'eau

Fig. 171. Couches inclinées (structure monoclinale) de grès rouges tertiaires. Djety-Ogouz près de Prjévalsk dans le Tian-Chan

douce ou (plus rarement) en milieu subaérien, et qui ensuite ont été compressés, tassés et consolidés durant la diagenèse.

Les bassins marins ou d'eau douce ont le plus souvent un fond presque horizontal. Chaque portion de sédiment se déposant sur cette surface forme une couche plus ou moins étendue. Si les conditions de sédimentation ne variaient pas, un dépôt continu de matériaux homogènes se formerait en donnant une roche massive dans laquelle il serait difficile de distinguer des couches. Mais dans la réalité, les conditions physico-géographiques ne cessent de se modifier, d'où des variations dans la vitesse de sédimentation et la composition des dépôts. C'est pourquoi les assises ainsi accumulées présentent une stratification qu'elles conservent après leur transformation en roche ; les roches sédimentaires sont donc généralement stratifiées.

Compte tenu de ces conditions de sédimentation, il faut s'entendre à ce que les couches soient *horizontales* et c'est justement le cas le plus fréquent (voir fig. 3).

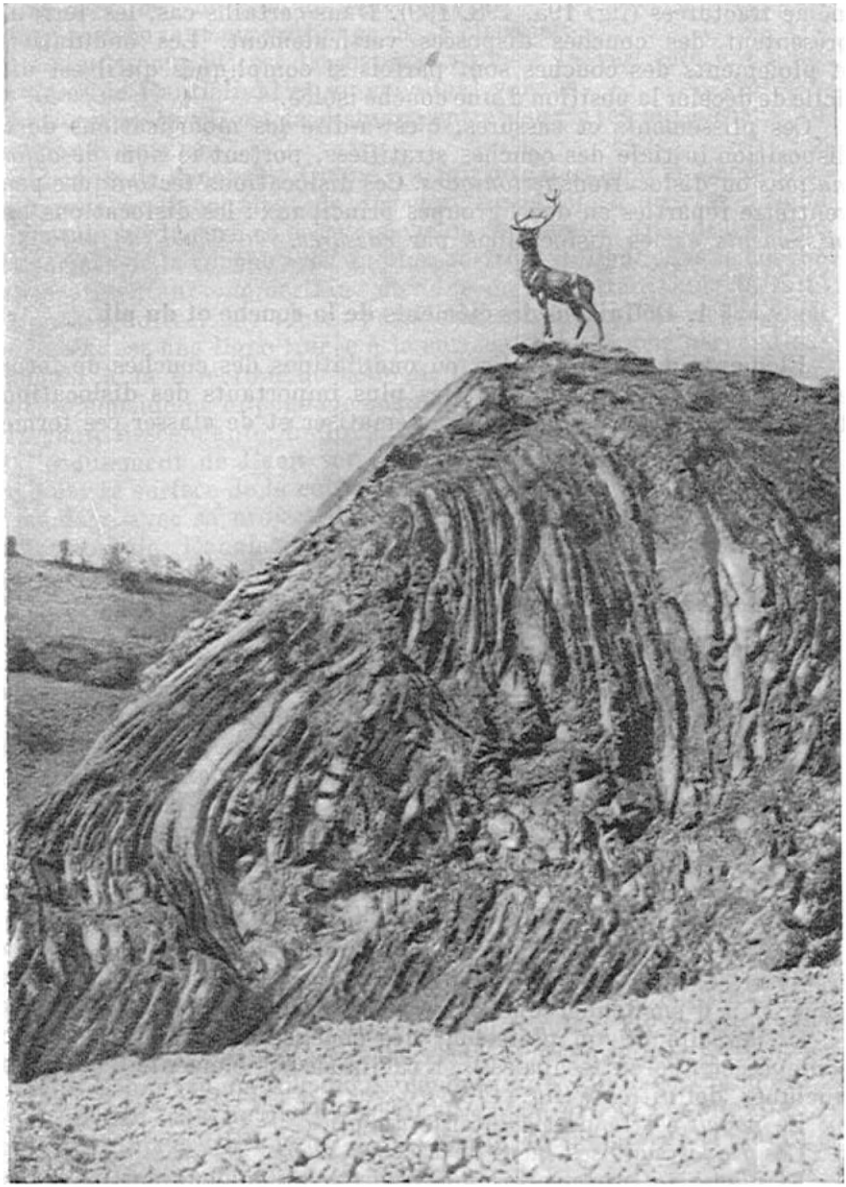


Fig. 172. Ploiements des grès de la « Série de Tauride », Crimée

Mais il n'en est pas toujours ainsi. Souvent, surtout dans les régions de montagnes, les couches sédimentaires ont été *dérangées*. Elles sont plus ou moins inclinées (fig. 171), ployées (fig. 172) ou

même fracturées (fig. 195, 198, 199). Dans certains cas, les terrains présentent des couches disposées verticalement. Les ondulations et ploiements des couches sont parfois si compliqués qu'il est difficile de déceler la position d'une couche isolée.

Ces plissements et cassures, c'est-à-dire les modifications de la disposition initiale des couches stratifiées, portent le nom de *déformations* ou dislocations *tectoniques*. Ces dislocations tectoniques peuvent être réparties en deux groupes principaux : les dislocations par *plissements* et les dislocations par *cassures*.

§ 1. Définition des éléments de la couche et du pli

Eléments du pli. Les plis, ou ondulations des couches de forme et de grandeur diverses, sont les plus importants des dislocations tectoniques. Il est difficile de systématiser et de classer ces formes

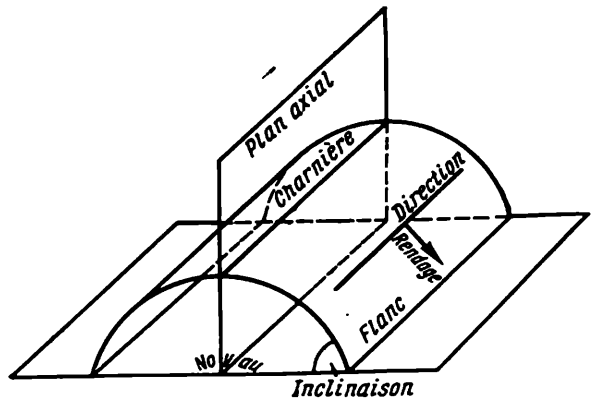


Fig. 173. Eléments d'un pli et d'une couche

très variées, mais il est nécessaire de dégager leurs éléments principaux afin d'en donner une description exacte.

On appelle *pli* un ploiement des couches comprenant une face soulevée et une autre abaissée. Examinons ses éléments et donnons quelques définitions (fig. 173).

Le *noyau* est la partie interne du pli.

Les *flancs* sont ses faces de raccordement.

Le *plan axial* est la surface qui divise le pli en deux parties égales, c'est-à-dire qui passe à des distances égales de ses flancs.

L'*axe* est la ligne d'intersection du plan axial avec un plan horizontal.

La *charnière* est la ligne d'intersection des flancs d'une couche ployée ou celle du plan axial avec la surface de la couche.

Les *clefs* (de voûte et de gouttière) sont les parties ployées des couches se trouvant au voisinage de la charnière.

La *hauteur* du pli est la distance suivant la verticale entre les charnières de l'anticlinal et du synclinal voisins.

La *largeur* du pli est la distance entre deux axes anticlinaux ou synclinaux voisins.

Eléments de la couche. Quand il s'agit de détérminer la disposition d'une couche, il convient de dégager (fig. 173) sa *direction*, ligne horizontale sur la surface de la couche ou, autrement dit, intersection de la surface de la couche avec un plan horizontal. Pour chaque couche donnée présentant une certaine étendue on peut tracer une infinité de lignes de directions toutes parallèles entre elles. Le *pendage* ou *plongement* est une ligne tracée à la surface de la couche perpendiculairement à la direction de celle-ci. Pour plus de précision, il convient de considérer le pendage comme un vecteur orienté dans le sens de la pente descendante, indiquant la direction dans laquelle s'effectue l'écoulement de l'eau sur la couche. L'*inclinaison* est l'angle formé par la surface de la couche et un plan horizontal, ou bien celui du pendage avec sa projection sur un plan horizontal. Si la couche est horizontale, l'angle d'inclinaison est de 0°; il est de 90° si la couche est verticale. Ainsi, l'angle d'inclinaison peut varier de 0 à 90°. Si la couche a été déversée, suivant la définition, l'angle d'inclinaison sera toujours inférieur à 90°.

La position d'une couche dans l'espace est bien définie si l'on connaît son pendage, c'est-à-dire l'inclinaison et l'azimut de celui-ci. La meilleure méthode pour noter la position du pendage est la suivante: on indique d'abord l'azimut (en degrés, de 0 à 360°, avec indication du secteur de la rose des vents NE, SO, etc.); puis l'inclinaison (de 0 à 90°); par exemple: NE 30°, ∠ 15°, ou SO 210°, ∠ 40°. Une telle notation suffit à déterminer la position de la ligne du pendage dans l'espace et par suite, celle de la direction, donc la disposition de la couche toute entière.

Boussole de mine. C'est un instrument très commode permettant de déterminer la position des couches. Il se distingue de la boussole ordinaire par ses dimensions plus grandes. Cette boussole comporte un cadran gradué en 360°. La lecture est effectuée de N (Nord) dans le sent *opposé* à celui des aiguilles d'une montre; 90° correspondent au point E (Est) qui est à gauche de la ligne Nord-Sud, et non pas à droite comme dans une boussole ordinaire; 180° est au point S (Sud), et 270°, au point O (Ouest). La disposition inhabituelle des points cardinaux (E à gauche, O à droite) est adoptée pour faciliter la lecture.

Montrons maintenant comment on opère pour déterminer l'azimut à l'aide de cette boussole.

Orientons tout d'abord la boussole vers le Nord, c'est-à-dire, plaçons-la sur la paume de la main de telle sorte que l'extrémité de la partie aimantée de l'aiguille coïncide avec le Nord du cadran.

Les grands côtés du cadre de la boussole (fig. 174) coïncident alors avec la direction NS, c'est-à-dire avec celle du méridien. Supposons qu'il nous soit utile de trouver l'azimut de la ligne qui fait avec le méridien un angle de 90°, c'est-à-dire s'étend vers l'Est. Nous tournons la boussole *à droite*, en même temps l'aiguille gardant sa position dans l'espace se déplace *à gauche*. Lorsque les grands côtés du cadre coïncident avec la direction à déterminer (c'est-à-dire lorsque

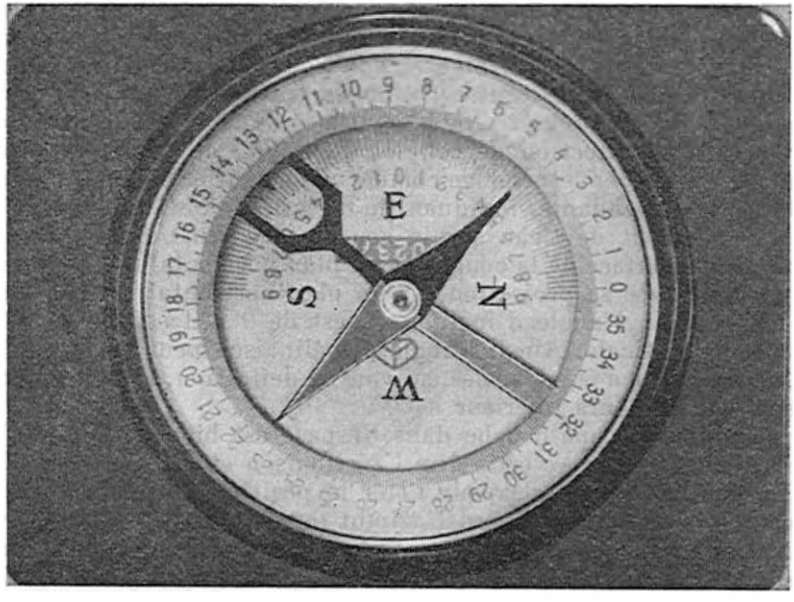


Fig. 174. Boussole de mine

la boussole tourne de 90° à droite), l'aiguille effectue une rotation de 90° à gauche (ou plutôt elle voit se rapprocher le point du cadran qui se trouvait à 90° à gauche d'elle). En orientant la boussole à l'Est il nous est plus commode de voir pointer l'aiguille non pas vers l'Ouest comme dans une boussole ordinaire, mais vers l'Est.

C'est ce qui se réalise dans la boussole de mine pour laquelle la lecture des angles de 0 à 360° s'effectue dans le sens opposé à celui des aiguilles d'une montre.

Ainsi, pour mesurer l'azimut, en particulier du pendage, on place la boussole horizontalement sur la paume de la main gauche de façon à ce que S se trouve plus près de l'observateur que N. et que la ligne N — S, c'est-à-dire le grand côté du cadre, soit orientée dans la direction du pendage dont la position doit être déterminée. L'*extrémité Nord* de l'aiguille indique alors l'*azimut recherché*. Sur la fig. 174 la boussole indique un pendage noté NE 42°.

La boussole de mine est munie d'un petit aplomb qui permet d'établir l'angle d'inclinaison. Dans ce but, il convient de bloquer l'aiguille et de placer la boussole sur le grand côté en le faisant coïncider avec le pendage. L'aplomb se balançant librement adopte la position verticale et indique l'angle recherché. Ainsi, sur la fig. 175 il est pointé sur 30°, angle d'inclinaison de la couche.

Pour procéder sur le terrain à des déterminations rapides et correctes des éléments de la disposition d'une couche il faut au préalable acquérir par entraînement la maîtrise de ces opérations. La boussole

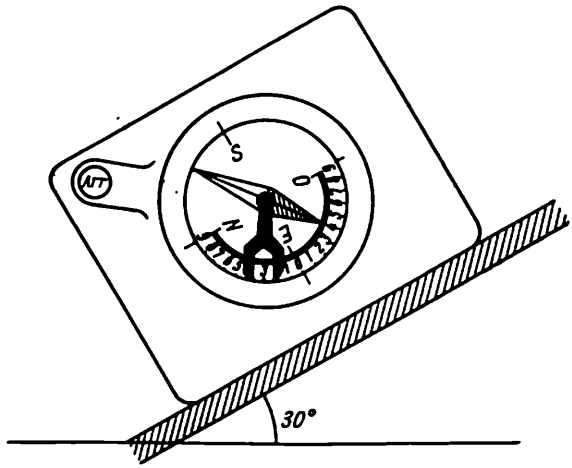


Fig. 175. Détermination de l'angle d'inclinaison d'une couche à l'aide d'une boussole de mine (inclinaison = 30°). Arr — arrêtoir

de mine est un instrument simple et commode qui permet de résoudre sur le terrain de nombreux problèmes n'exigeant pas une grande précision. Il convient seulement de veiller à ce qu'elle soit toujours en bon état.

§ 2. Formes des plis

Les dislocations par plissements peuvent être très variées quant à leur forme, leurs dimensions et leur genèse. Examinons d'abord des plis du point de vue de leur *forme*.

On appelle *pli anticlinal* ou *anticlinal* un pli convexe vers le haut ; dans ce cas, le noyau est constitué par des couches anciennes et les flancs par des couches récentes (fig. 176).

Le pli est *synclinal* s'il est concave vers le haut ; les couches composant son noyau sont alors plus récentes que celles de ses flancs (fig. 177).

On dégage aussi une structure *monoclinale* présentant un pendage plus ou moins modéré dans une même direction (fig. 171). Si les cou-

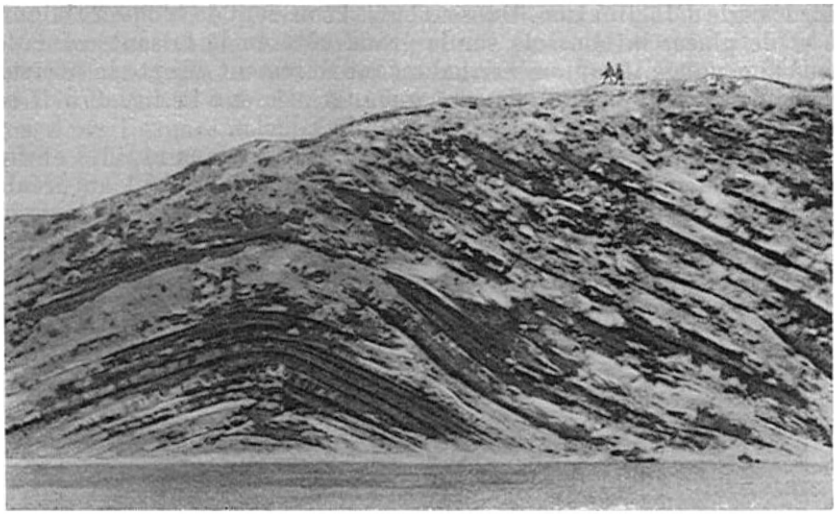


Fig. 176. Pli anticlinal formé dans les dépôts du Crétacé supérieur. Région de Novorossiisk

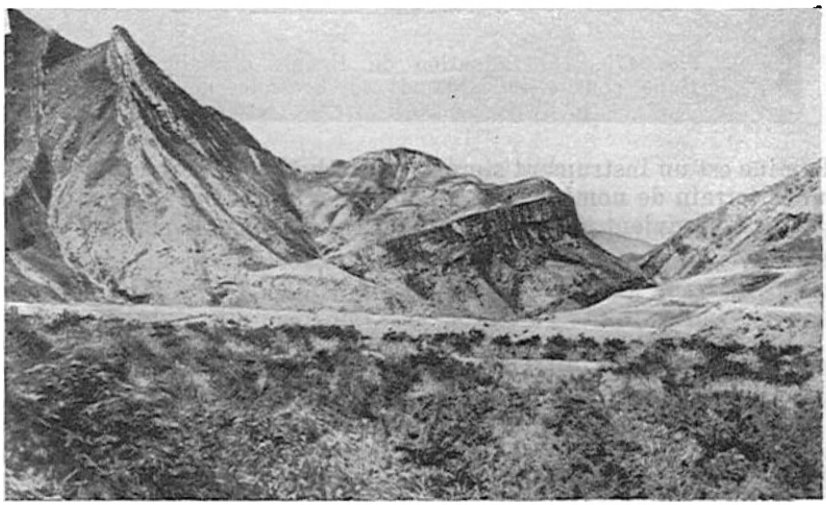


Fig. 177. Pli synclinal formé dans les dépôts du Crétacé inférieur. Daghestan

ches monoclinales prennent une position verticale, on leur donne le nom de *couches redressées*.

En considérant leur profil transversal nous pouvons distinguer les formes de plis suivants :

Le *pli droit* dont le plan axial est vertical (fig. 178, *a*).

Le *pli oblique* ou déjeté dont le plan axial est incliné, mais dont les flancs pendent en sens opposés et sous des angles différents.

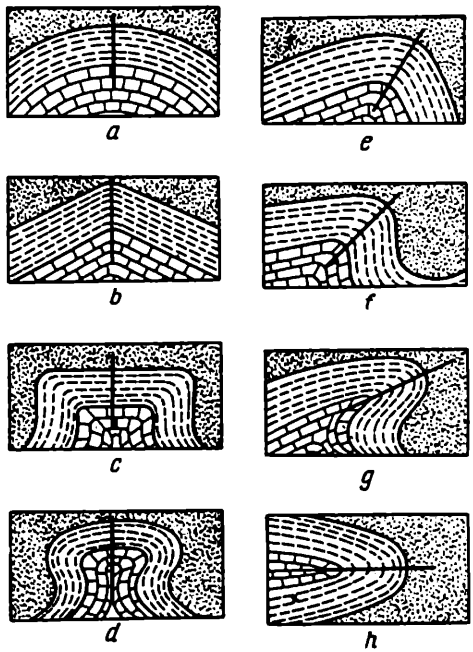


Fig. 178. Différentes espèces de plis (section transversale) : *a* — droit ; *b* — aigu ; *c* — coffré ; *d* — en éventail ; *e* — déjeté (dissymétrique) ; *f* — flexure ; *g* — déversé ; *h* — couché

Le *pli déversé* dont le plan axial est incliné, alors que les deux flancs pendent dans le même sens (l'un d'eux, celui de dessous, est incliné au-delà de la verticale) (fig. 178, *g*).

Le *pli couché* dont le plan axial est horizontal et les flancs également très proches de l'horizontale, l'un d'eux est inverse (fig. 178, *h*).

On distingue aussi les *flexures* qui sont des plis dont l'un des flancs est vertical ; les flexures sont donc une forme intermédiaire entre un pli déjeté et un pli déversé (fig. 178, *f*).

Tous ces plis constituent une série s'échelonnant du pli droit, considéré comme la forme initiale, au pli couché qui clôt la série. Mais dans la nature, on rencontre une plus grande diversité et les formes de plis mentionnées ne peuvent la couvrir. Ainsi, il existe des

plis en éventail (fig. 178, *d*), *aigus* (fig. 178, *b*), *coffré* (fig. 178, *c*), etc. Parfois, on dégage des plis *isoclinaux* dont les flancs sont parallèles au plan axial. Les plis en éventail, aigus et isoclinaux peuvent également être droits, déjetés ou couchés.

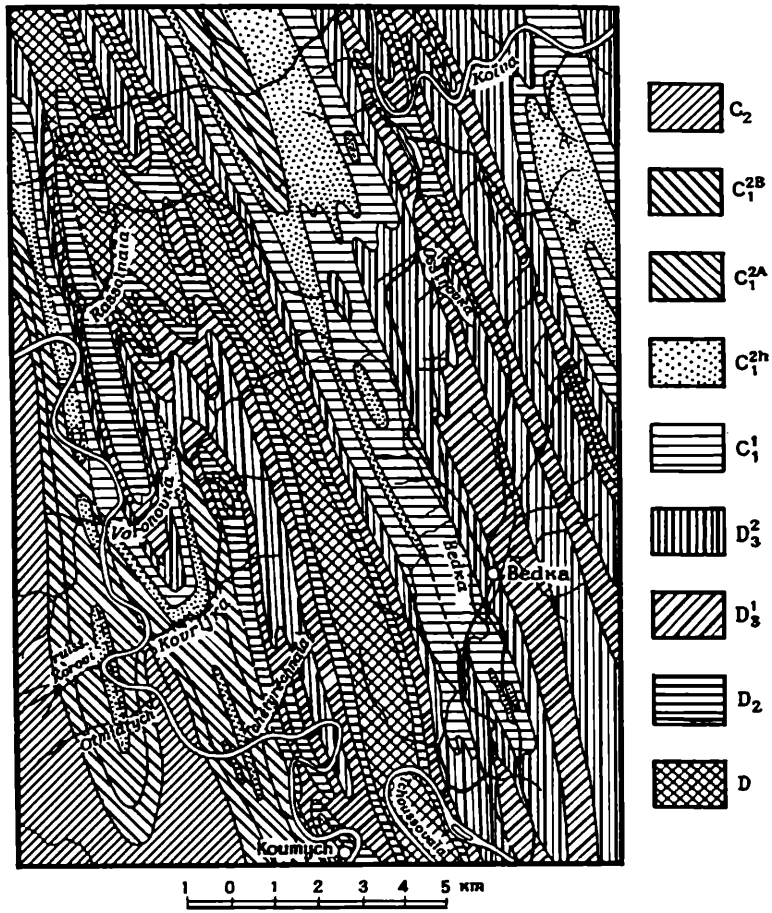


Fig. 179. Plissement parallèle ou parfait

On distingue aussi des plis *ouverts* et *fermés*. Les flancs des premiers se raccordent en formant un angle obtus, alors que dans les seconds, l'angle de raccordement est aigu.

Un pli a trois dimensions; l'étude en profil transversal doit donc être complétée par celle de la vue en plan. Il convient avant tout de distinguer sous ce rapport les plis longs et les plis courts ou discontinus. Les *plis longs* sont étirés, et leur longueur est bien supérieure à leur largeur. Les directions des flancs voisins restent paral-

lèles sur de grandes distances. Ordinairement, les plis longs se disposent en faisceaux très serrés qui s'allongent sur de grandes distances. C'est le plissement parallèle ou parfait (fig. 179). Les plis anticlinaux et synclinaux y sont de dimensions à peu près égales et leur nombre est le même. Les *plis courts* ou *discontinus* (isolés, brachyanticlinaux, brachysynclinaux, dômes) se caractérisent par une longueur peu différente de la largeur ; parfois, ils sont même isométriques, comme par exemple dans le cas des *dômes*. Le rapport des axes d'un brachyanticlinal ou d'un brachysynclinal varie de 2 : 1 à 5 : 1.

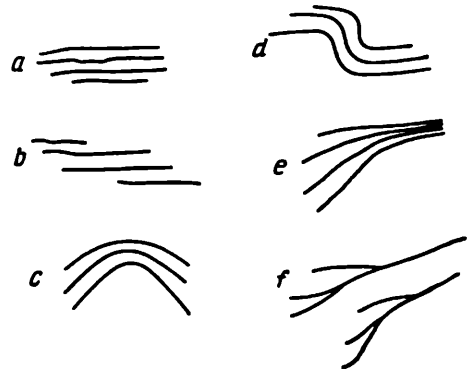


Fig. 180. Disposition des axes de plis droits (en plan) : *a* — parallèles ; *b* — en échelons ; *c* — arqués ; *d* — sinueux, tracés en *S* ; *e* — virgation ; *f* — en rameaux

Quand ils passent aux dômes, le rapport devient 1 : 1 à 2 : 1. Les lignes de direction des plis brachyclinaux sont des courbes fermées (anneaux, circonférences, etc.).

Les plis discontinus se forment le plus souvent au sein des aires continentales ou plates-formes (voir ch. 19), ils se disposent à de grandes distances les uns des autres et sont très peu liés entre eux. Les plis anticlinaux dominent en général et sont séparés sur de grandes étendues par des couches non dérangées.

Les plis longs ou groupés en faisceaux forment des plis *parallèles* (fig. 180, *a*), *arqués* (fig. 180, *c*), *sinueux*, *tracé en S* (fig. 180, *d*), *en échelons* ou *à relais* (fig. 180, *b*) ; les faisceaux peuvent diverger en donnant des *virgations* (fig. 180, *e*), ou se diviser en *rameaux* (fig. 180, *f*).

L'axe du pli peut éprouver des abaissements ou des exhaussements suivant que le pli s'abaisse ou se relève ; c'est ce qu'on appelle une *ondulation d'axe*. Quand un anticlinal s'abaisse par un plongement d'axe et un synclinal s'élève par un relèvement d'axe, on dit que *le pli se termine* ou *meurt*. Dans le cas d'un anticlinal, le pendage est dit *périclinal*. Quant au synclinal il se termine par un pendage *centripète* (ou centroclinal). Aux extrémités des rameaux d'un faisceau d'anticlinaux, ou quand une virgation (d'anticlinaux aussi bien que

de synclinaux) meurt, les axes des plis se terminent par un plongement et on passe des couches disloquées aux couches non dérangées.

Les plis sont très différents quant à leurs dimensions et sous ce rapport ils forment également plusieurs groupes.

Dans certaines conditions les roches sont particulièrement sujettes à des dislocations par plissotements, notamment les bancs de sel, de gypse, etc., subissant des compressions; dans le cas des roches métamorphiques, en particulier des schistes cristallins, ces plissotements passent à des froncements ou des *gaufrages*, donnant des plis dont la dimension ne dépasse pas quelques millimètres. Or, ordinairement la dimension des plis formés par les roches sédimentaires atteint des centaines et même des milliers de mètres. Il existe des plis encore plus grands, à retombées en pente douce, mais s'étendant sur de très vastes étendues; ce sont les *bombements épéirogéniques* ou les *affaissements en cuvette* qui leur sont associés. Un faisceau d'anticlinaux plus relevés et de synclinaux plus abaissés est respectivement appelé *anticlinorium* et *synclinorium*; ce sont en réalité des plis complexes aux dimensions énormes. On leur donne parfois le nom de *plis majeurs* ou de grand rayon de courbure, alors que les plis de moindres dimensions apparaissant sur leurs flancs sont dits *mineurs* ou *secondaires*. En continuant ainsi la subdivision on peut même distinguer des plis de troisième ordre, etc.

Dans les limites des aires continentales apparaissent des plis d'un genre particulier: des soulèvements et des abaissements larges et à pente douce s'étendant sur de zones énormes atteignant en largeur des dizaines de kilomètres et en longueur des centaines et dont les flancs ont une inclinaison inférieure à 1°. Ces formes s'appellent *antéclise* et *synéclise*.

§ 3. Mécanisme de la genèse des plis

Ce sont les classifications *génétiques* qui présentent évidemment le plus d'intérêt. Une étude poussée montre que les plissements peuvent se produire par une des voies suivantes: ou bien la couche

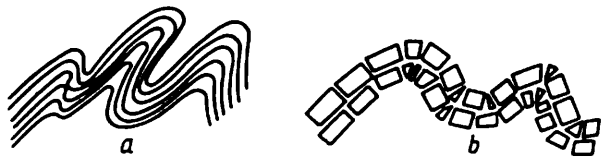


Fig. 181. Deux espèces de plis (voir le texte)

conserve son intégrité, ne se désagrège pas et n'est ni fragmentée ni fissurée, mais subit un ploiement au sens strict du mot (fig. 181, *a*); ou bien elle est disloquée en de nombreux petits blocs, dont chacun tout en restant intact, subit une petite rotation par rapport au bloc

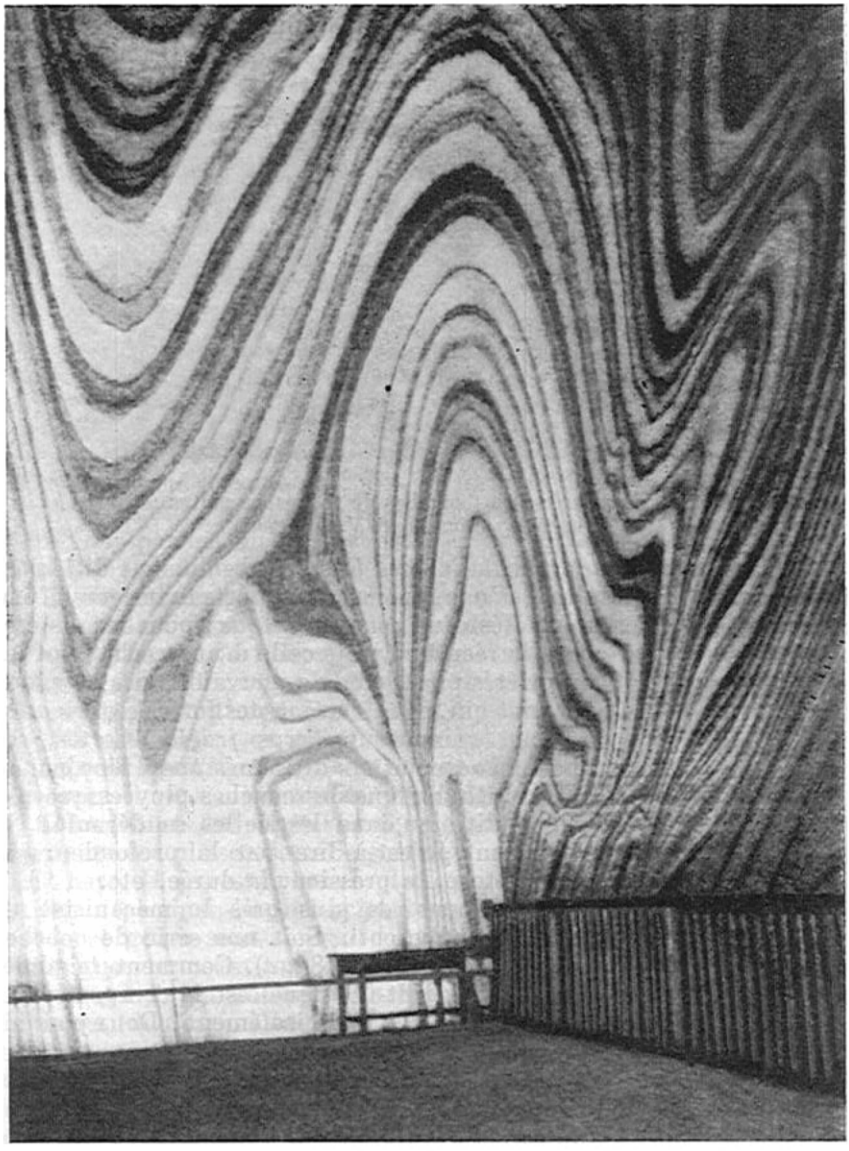


Fig. 182. Couches plissées de sel gemme (affleurant à la surface d'une paroi de galerie d'une mine de sel)

voisin, et ce n'est que l'ensemble qui donne l'impression d'un pli (fig. 181, *b*). En guise d'exemples, mentionnons d'une part les couches plissées de sel gemme (fig. 182), et d'autre part les plis formés dans les grès (fig. 183).

Fig. 183. Plis formés dans les couches de roches cassantes (Kouzbass) (d'après P. Boutov et V. Iavorski)

Le mécanisme de formation de ces plis est absolument différent. Les premiers plis résultent d'une réponse aux efforts extérieurs d'une roche possédant les propriétés d'un *corps plastique*; pour les deuxièmes, la réaction a été celle d'une roche dont les propriétés plastiques ne pouvaient pas se manifester et qui, sous l'action des forces extérieures, a réagi comme un corps *fragile*. Certes, ces phénomènes sont conditionnés aussi bien par la nature lithologique des couches ployées que par les conditions dans lesquelles se déroulait le plissement, c'est-à-dire par la profondeur, la température, la pression, la durée, etc.

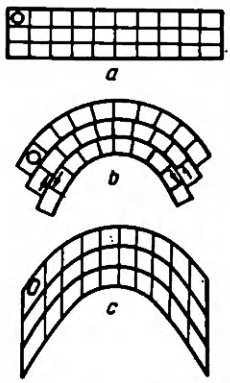


Fig. 184. Mécanisme du ploiement d'une série de couches

Examinons de plus près le mécanisme de formation d'un pli. Soit une série de couches non dérangées (fig. 184, *a*). Comment le ploiement se produit-il et quel est le comportement de chaque couche prise isolément ? Deux possibilités se présentent :

1. Les couches glissent l'une sur l'autre le long des plans de stratification qui les séparent (un cercle inscrit dans la couche garde sa forme après la déformation). Les couches sont alors fragmentées et disloquées en blocs isolés dont les pivotements et les déplacements forment le pli (fig. 184, *b*). Les surfaces inférieure et supérieure de chaque bloc, c'est-à-dire le toit et le plancher de chaque couche, présentent des traces du laminage en forme de stries,

égratignures, parfois de matériaux triturés aux surfaces de séparation d'une certaine orientation. C'est une déformation propre aux roches rigides non plastiques.

2. Les couches ployées conservent leurs plans de séparation intacts, mais leur structure interne se modifie : cette déformation correspond à la notion de cisaillement ; le cercle inscrit dans la couche avant la déformation devient une ellipse dont le grand axe passe par la grande diagonale du losange engendré par le cisaillement (fig. 184, *c*). A l'intérieur de la couche a lieu un réarrangement du matériau aboutissant à la formation de diverses dislocations secondaires dont les *plis d'entraînement*. Ces derniers sont asymétriques, renversés dans le sens de l'axe de l'anticlinal principal. Une déformation de ce genre s'accompagne souvent d'un *écaillement* parallèle aux côtés du losange virtuel. Un système de fissures (dit *joints de tension*) apparaît alors très distinctement ; ces joints sont orientés sous un certain angle par rapport aux plans de stratification.

Le processus du réarrangement du matériau se poursuivant, la matière composant les couches commence à fluer et des flancs elle est refoulée vers la zone de l'axe, en formant des *enflements*. L'épaisseur des flancs diminue, alors que celle de la voûte augmente, atteignant parfois un rapport égal à 1 : 10. C'est ainsi que se produisent les plissements dans les couches plastiques. Un exemple nous est fourni par les plis des quartzites ferrugineux du Précambrien de la région de l'anomalie magnétique de Koursk (fig. 185).

L'alternance de bancs plastiques (subissant des ploiements) et rigides (réfractaire aux ploiements) aboutit à un ensemble très compliqué de dislocations. Parfois, les couches sus-jacentes sont moins ployées que celles qu'elles recouvrent, ou, au contraire, elles le sont davantage (fig. 186). Un plissement de ce genre est dit *dysharmonique*, il y a discordance tectonique.

L'évolution du pli *isoclinal* suit une voie différente. La couche inférieure est plissée de telle sorte que ses flancs se touchent le long de la base. Il ne reste plus de place pour la couche plus profonde qui est *refoulée* ; ainsi, le pli isoclinal est *détaché* de sa base. Des structures de ce genre sont souvent observées, par exemple dans les grès jurassiques reposant sur un soubassement rigide primaire (versant méridional de la chaîne de Ghissar), ou dans les plis crétacés et tertiaires (dépression du Tadjikistan) ayant également pour soubassement le même socle primaire dont ils ont été détachés et séparés par des couches de roches plastiques salifères et gypsifères du Jurassique (fig. 187). Ces dislocations constituent une des variétés des plissements dysharmoniques.

Là, nous passons déjà au problème des *conditions géologiques* des dislocations par plissement.

Indépendamment du mécanisme de formation de chaque pli individuellement le système de plis longs et parallèles est en général considéré comme le résultat de mouvements *horizontaux* que subit

l'écorce terrestre. En effet, la forme allongée des plis, le profil arqué qu'ils présentent en plan, la dissymétrie très fréquente et régulière du profil sont autant de faits qui témoignent de l'existence d'efforts

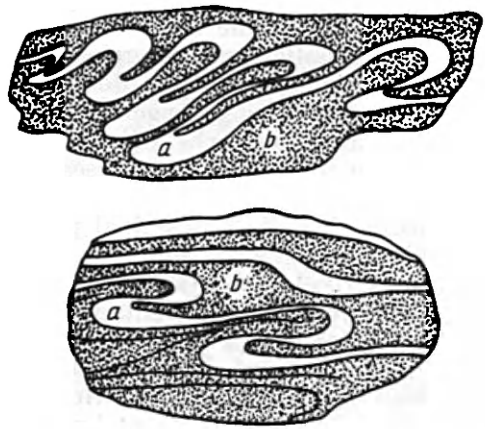


Fig. 185. Microplissements dans les quartzites magnétiques du Précambrien (dessin de G. Gorchkov; l'échelle a été réduite de deux fois):
a — couches intercalaires composées de grains de quartz;
b — couches de minerai de magnétite et de martite

tangentiels agissant au sein de l'écorce terrestre. Ce genre de plissements se rencontre dans les Carpates, le Caucase, l'Asie centrale, l'Oural, le Kazakhstan et est l'objet d'importantes études tectoniques. L'exploration sur le terrain, les hypothèses théoriques, l'expérimentation, tout l'appareil scientifique doit être mis en œuvre pour essayer de déchiffrer le mécanisme des structures plissées. Notons que ces derniers temps on voit se développer de nouvelles branches de la géologie : la tectonique expérimentale et la tectonophysique qui ont pour tâche d'aider les géologues à résoudre le problème de la genèse des dislocations tectoniques, y compris des plissements parallèles.

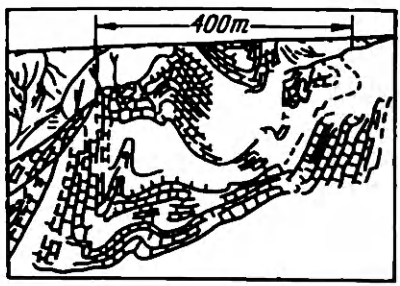


Fig. 186. Plis dans les calcaires crétacés du Karataou (d'après V. Ese)

Nombre de faits révèlent toutefois que les dislocations par plissements peuvent être provoquées autrement que par des poussées horizontales.

Des dislocations de ce genre sont très fréquentes. Ainsi, on rencontre des couches très épaisses dans le noyau et sur les flancs des

synclinaux, alors que dans les zones des voûtes anticlinales, elles sont très minces. Seuls des mouvements verticaux de signes différents peuvent expliquer ce phénomène : pendant que l'anticlinal se soulève, le synclinal s'abaisse, mouvement qui s'accompagne d'une sédimentation plus importante dans la zone de subsidence, c'est-à-dire dans le synclinal, bien moindre sur les flancs et infime (associée parfois à une érosion) sur la voûte de l'anticlinal. En d'autres termes, les plis de ce genre se forment sous l'action *de mouvements verticaux de signes contraires suffisamment lents et s'accompagnant de sédimentation et d'érosion.* Il est évident que dans ce cas

Fig. 187. Plis et nappes chevauchantes dans les couches Méso-Caïnozoïques de la dépression du Tadjikistan (d'après S. Zakharov)

on devrait voir apparaître des différences de *faciès* le long de la couche, se traduisant par des variations de la nature des dépôts, de la grosseur des grains des roches détritiques, de la composition de la faune des roches organiques, etc. Et c'est ce qui s'observe dans la réalité. Des plis de ce genre ont été découverts par N. Androussov en Taman, N. Chatski au Daghestan, etc. Les bombements de la Plateforme russe, en particulier celui d'Oka-Tsna qui s'allonge, suivant le méridien, de la ville de Kostroma à la rivière Oka, présentent des traits identiques. Ce processus de formation simultanée (syngénétique) de dépôts et de plissements est surtout propre aux plis *discontinus.*

Les mouvements verticaux sont quelquefois à l'origine des plis dits *coffrés* dont les flancs sont ployés en flexures. Les couches dans ce cas s'amincissent au point de la flexure. Mais les flexures peuvent résulter de mouvements tangentiels et constituer alors des formes transitoires entre le pli couché et déversé, en ce cas l'épaisseur dans le flanc inférieur ne diminue pas.

La distinction entre les mouvements verticaux (radiaux) et horizontaux (tangentiels) constitue un problème très compliqué. Certains géologues considèrent que les mouvements du sol sont principalement provoqués par des mouvements verticaux, y compris les mouvements oscillatoires. Les contraintes horizontales et par suite les mouvements tangentiels sont envisagés comme une fonction des efforts verticaux. Il en résulte que même les plis engendrés surtout par des mouvements horizontaux sont considérés comme des effets secondaires des mouvements verticaux. Le mécanisme du phénomène peut être exposé schématiquement de la façon suivante : le soulèvement d'un secteur de l'écorce terrestre conditionne un glissement

des parties marginales sous l'effet de la pesanteur; les couches sédimentaires recouvrant ce secteur se déplacent vers la périphérie, se déforment et donnent des plis.

Il est difficile de dire si ce schéma est exact. Il est plus vraisemblable que les mouvements radiaux et tangentiels agissent indépendamment, de même que les mouvements de toutes autres directions. Nous pouvons certes dégager les composantes verticales et horizontales du mouvement d'ensemble dont sont animées les masses de l'écorce terrestre, mais seulement dans le but de faciliter son étude, c'est-à-dire afin de simplifier le problème. En fait, la trajectoire décrite par un point quelconque de l'écorce terrestre sous l'effet des phénomènes tectoniques est très compliquée et il est impossible actuellement d'y dégager une direction principale, initiale ou fondamentale.

§ 4. Tectonique salifère et plis diapirs

Un bel exemple de tectonique complexe de masses plastiques est fourni par la tectonique dite *salifère*.

Au Nord de la région de la Caspienne, des sables argileux des ères Mésozoïque et Caïnozoïque recouvrent un banc puissant (2 à 3 km ?) de sel gemme datant du Permien. Le sel y forme plusieurs dômes en pénétrant d'en bas dans les couches sédimentaires sus-jacentes et en les déformant, sans affleurer cependant. Mais il arrive aussi que le sel perce à la surface en formant des dômes de sel, tel le dôme de Khodja-Moumyn au Tadjikistan. Dans la région de la Caspienne le diamètre des dômes atteint plusieurs kilomètres; la prospection a permis de reconnaître plusieurs centaines de ces dômes.

Quelle est l'origine de ces dômes ainsi que des déformations très compliquées des couches sédimentaires qui les accompagnent? La marche du phénomène est, visiblement, la suivante. Le sel est plus léger que les matériaux terrigènes; le poids spécifique de ses agrégats cristallins est de 2,15, celui des grès et des argiles, d'environ 2,5. C'est pourquoi le sel, sous la pression des couches sus-jacentes, remonte en suivant les directions de moindre résistance. Y. Kossyguine a procédé au calcul théorique des dimensions des dômes et de leurs distances réciproques sur la base de l'épaisseur de la couche de sel et de la différence entre les poids spécifiques des roches; il a obtenu des résultats très proches de la réalité. Les dômes montent à raison de 1 cm par an; dans de nombreux cas ils continuent à croître, même aujourd'hui, ce que confirment divers indices observés à la surface de la Terre immédiatement au-dessus des dômes.

Les dômes sont dissemblables quant à leur aspect extérieur, mais en général ils présentent une série de formes s'échelonnant graduellement des soulèvements à pente douce à peine visibles aux surélévations en éventail. On a même trouvé des massifs de sel totalement détachés de la couche mère (fig. 188).

La structure interne de certains dômes est très complexe. Le sel, minéral très plastique, peut présenter des plis variés (fig. 182) ; les fractures ne sont pas des accidents caractéristiques du sel.

Les conditions de formation de gisements importants de sel gemme étaient souvent favorables à l'accumulation de matières organiques qui, en se transformant, ont donné du pétrole. Ce dernier se concentre ordinairement sur les flancs, mais plus souvent sous la voûte du dôme en imbibant les roches sédimentaires du toit et en ne s'échappant que si le dôme a été disloqué par des failles. C'est la raison de l'importance pratique des dômes de sel et de tous les problèmes relatifs à la tectonique salifère.

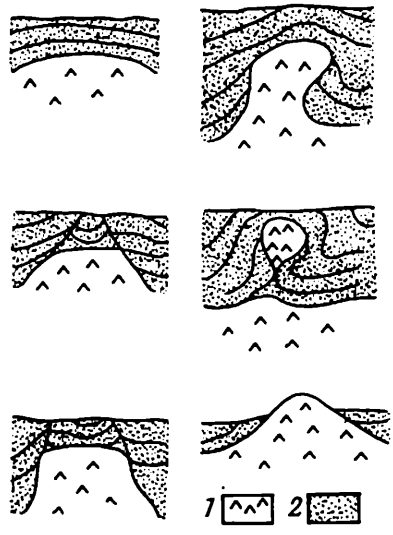


Fig. 188. Diverses espèces de dômes de sel:
1 — sel gemme; *2* — roches sédimentaires sus-jacentes

Parfois, ces déformations présentent des aspects originaux dénommés *plis à noyau de percement* ou *plis diapirs*. Il y a dans ce cas la formation d'un anticlinal aux contours très particuliers; dans le noyau les couches sont très plissées et relevées jusqu'à la verticale; en s'écartant du noyau, les sels s'adoucissent. La montée des roches du noyau est parfois si violente, qu'au contact des flancs apparaissent des fractures qui fragmentent la roche; on dirait que le noyau perce les couches sus-jacentes. Les plis diapirs diffèrent de la tectonique salifère, car dans le premier cas leur noyau renferme des roches denses et rigides, tandis que dans le second ce sont les roches moins denses et plastiques qui montent vers la surface. Mais il arrive aussi que dans les diapirs la couche sous-jacente plastique, des bancs épais d'argile ou de houille par exemple, perce les couches rigides sus-jacentes en formant un noyau de percement.

Du point de vue géologique, les dislocations salifères peuvent être considérées comme un cas particulier de diapirisme, et les plis diapirs, comme un cas particulier de plissements dysharmoniques.

La tectonique salifère, le diapirisme et nombre d'autres plissements montrent que le mécanisme de formation des plis dépend dans une grande mesure des propriétés mécaniques des roches, de leur poids spécifique, leur résistance, leur plasticité, etc. A l'intérieur des contraintes tectoniques régionales, la déformation des couches sédimentaires n'est conditionnée que par les propriétés physiques qui sont déterminées surtout par la lithologie.

§ 5. Discordances angulaires

Un des phénomènes remarquables que le géologue rencontre sur le terrain est la *discordance angulaire* (fig. 189). Si deux séries de couches présentent une interruption correspondant à des conditions continentales, les couches supérieures, plus jeunes, peuvent entrer en contact avec les couches inférieures, plus vieilles, de différentes façons. A. Bogdanov propose de distinguer les discordances suivantes

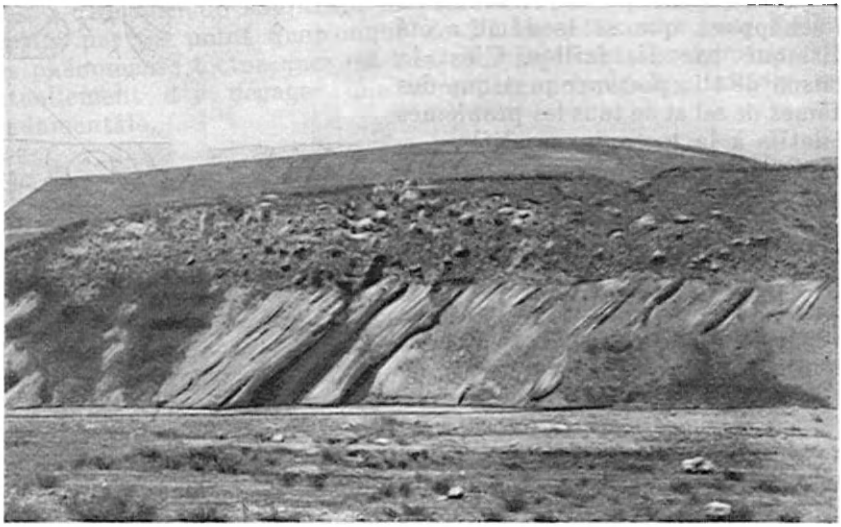


Fig. 189. Discordance angulaire observée entre les galets quaternaires et les conglomérats du Pliocène au Nord de Douchanbé, Tadjikistan

(fig. 190) : a) plate ou parallèle ; b) cachée ; c) angulaire ; d) à contact plat ; e) à contact dérangé. V. Khaïne indique qu'il existe également des discordances intermédiaires : a) marginale ; b) dispersée; c) dysharmonique, tectonique ; d) à contact de régression ; e) de recouvrement.

Compte tenu de l'aspect génétique du problème, il convient de distinguer :

1) la *discordance* ou *lacune stratigraphique*, c'est-à-dire l'interruption dans la sédimentation due aux mouvements oscillatoires du sol dits épéirogéniques (voir chapitre 15) ;

2) la *discordance angulaire* engendrée par les plissements ;

3) la *fausse discordance* résultant d'une stratification oblique.

Le mécanisme de formation de chaque type de discordance est montré sur les croquis de la page 377, mais c'est la discordance angulaire qui présente le plus d'intérêt (fig. 190, *c*).

A première vue le mécanisme de formation d'une telle discordance paraît simple et il peut être conçu comme la succession d'événements suivants (fig. 191, *A*) :

1) sédimentation de la série des couches ;

2) plissement des couches *a* ;

3) émergence des couches disloquées au-dessus du niveau de la mer ;

4) érosion des roches jusqu'à un certain niveau avec formation de pénéplaine ;

5) immersion du secteur et avancée de la mer ;

6) nouvelle sédimentation des couches horizontales *b* se déposant sur les couches plissées *a* ;

7) émergence du secteur, retrait de la mer, érosion des dépôts accumulés et mis à nu des affleurements.

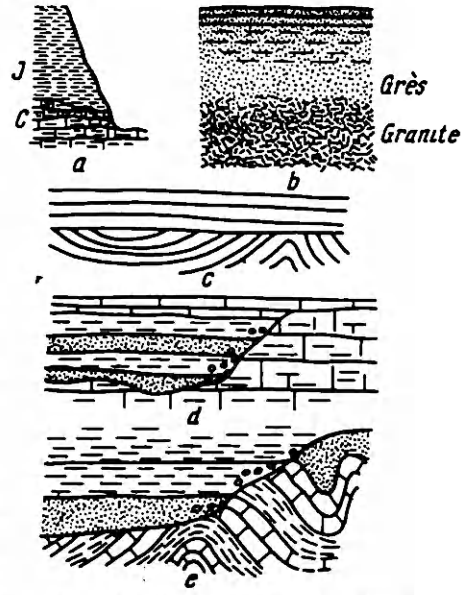


Fig. 190. Exemples de discordances : *a* — discordance plate ; *b* — discordance cachée ; *c*—discordance angulaire ; *d*—contact plat ; *e* — contact dérangé

Cette interprétation suppose l'existence de mouvements d'ensemble lents et constants, de mouvements orogéniques capables de provoquer le plissement des couches sous-jacentes (2e étape) en un temps relativement court. Parfois, l'intervalle de temps entre le dépôt des couches *a* et *b* est trop court pour

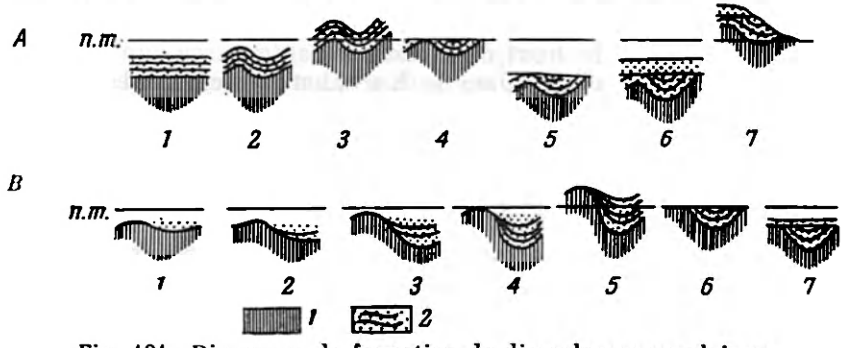


Fig. 191. Divers cas de formation de discordances angulaires : *1* — série sédimentaire *a* ; *2* — série sédimentaire *b* ; n. m — niveau de la mer

la réalisation des plissements, c'est le cas de la discordance observée entre le Titonique et le Valangien au Daghestan.

Le Valangien, étage inférieur du Crétacé, suit immédiatement le Titonique, dernier étage du Jurassique; entre ces deux étages il n'y a pas d'intervalle; donc, si le Titonique est plissé, alors que le Valangien ne l'est pas, cela signifie que le plissement a dû être rapide. Dans ces cas, pour tenir compte de l'intensité des plissements qui se sont réalisés en un temps relativement bref on parle de *phase orogénique*. Selon V. Bélooussov la durée d'une phase orogénique est de l'ordre de 100 000 ans. Le moment où cette phase se manifeste est facile à déterminer; c'est l'intervalle de temps qui s'écoule entre l'accumulation des couches sous-jacentes plissées et celle des couches supérieures non dérangées. Le tectonicien allemand Hans Stille a dressé la liste des phases orogéniques du Cambrien jusqu'à nos jours, en les faisant correspondre à tel ou tel plissement, c'est-à-dire à la période de reprise des mouvements tectoniques; dans les ouvrages géologiques cette liste est connue sous le nom de « nomenclature de Stille ». Elle compte 18 phases.

Stille pensait que sa nomenclature avait un caractère universel, c'est-à-dire que ses phases pouvaient être décelées et confrontées sur toute la surface du globe. Des travaux ultérieurs, surtout ceux des savants soviétiques N. Chatski, S. Choultz, V. Popov, A. Péivé, A. Ianchine, etc., montrèrent que cette nomenclature *ne pouvait pas être adoptée* dans sa rigueur primitive.

Il s'est avéré d'abord que le nombre de phases était plus important que celui établi par Stille. Ainsi, selon l'académicien M. Oussov, le Cambrien de la Sibérie occidentale compte à lui seul 16 phases orogéniques; l'Ordovicien et le Silurien, 8 phases; le Dévonien, 7 phases.

D'autre part, il fut établi que la confrontation des phases quant à leur datation n'était possible que dans les limites d'une seule région plissée ou même de l'une de ses parties seulement.

Enfin, on découvrit que l'aire d'extension de chaque phase était très restreinte, et qu'au-delà elle cessait de se manifester ou était décalée vers le haut ou le bas.

Prenons un exemple. Dans le Kazakhstan occidental et l'Oural les sédiments carbonifères (C) et permiens (P) ont un grand développement. On peut confronter les séries de ces dépôts en plusieurs endroits: dans le Kazakhstan occidental, sur le versant oriental de l'Oural, dans l'Oural central et sur les versants occidentaux de l'Oural, c'est-à-dire donner la succession des séries de couches dans le sens latitudinal (fig. 192). L'examen des séries stratigraphiques de chaque région permet d'établir qu'à mesure que l'on se dirige de l'Est vers l'Ouest et des couches inférieures vers les couches supérieures, la composition des dépôts change d'une façon régulière, indiquant une régression marine de l'Est vers l'Ouest et après un intervalle de temps une progression correspondante des phases orogéniques, également de l'Est vers l'Ouest. Il est vrai que les séries de la fig. 192 ne comportent que les phases de la nomenclature de

Stille, mais il ne fait aucun doute que les zones intermédiaires possèdent des phases intermédiaires quant à leur datation.

Comment peut-on alors se représenter la formation d'une discordance angulaire? N. Chatski a proposé l'explication suivante. Il a remarqué que l'épaisseur des dépôts d'une même couche augmentait dans les noyaux ou sur les flancs des synclinaux et diminuait sous les voûtes des anticlinaux. On a déjà dit que ces phénomènes n'avaient lieu que si le plissement s'accompagnait d'une sédimentation. Le mécanisme du processus est représenté schématiquement par une succession des séries sur la fig. 191, *B*. Les dépôts sont entraînés

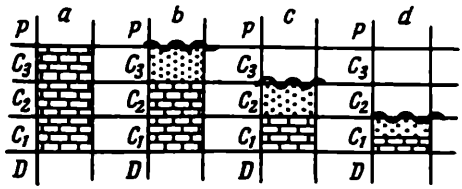


Fig. 192. Rapport entre les faciès, les lacunes stratigraphiques et les discordances angulaires:
a — Oural occidental; *b* — Oural central; *c* — Oural oriental; *d* — Kazakhstan occidental; *C* — Carbonifère; *P* — Permien; quadrillage — calcaire; points — grès; lignes ondulées — discordance angulaire (phase orogénique)

vers les zones déprimées du fond marin correspondant aux synclinaux en formation, alors que sur les parties du fond en relief correspondant aux anticlinaux en progression ils ne s'accumulent presque pas. Imaginons maintenant que la région en question, *sans interruption des plissements*, émerge à la surface par suite de mouvements d'ensemble et est attaquée par l'érosion. Les couches supérieures seront enlevées et les couches inférieures plissées resteront intactes. La subsidence ultérieure conditionnera l'accumulation de couches nouvelles qui vraisemblablement se déposeront en discordance sur les couches inférieures; mais, comme on le voit, la phase orogénique manque; elle s'est avérée inutile. La discordance angulaire est due à l'intervention des mouvements d'ensemble dans le phénomène continu du plissement. « La genèse des plissements est un phénomène généralement très long qui se développe très lentement,— écrit l'académicien N. Chatski. La vitesse des mouvements orogéniques est tout à fait comparable à celle du processus de sédimentation. Les discordances angulaires résultent de la superposition de mouvements d'ensemble (épéirogéniques) aux mouvements orogéniques.» (1937)

Il est admis actuellement que la vitesse des plissements est comparable à celle de la sédimentation, et que, dans la plupart des cas, les discordances angulaires sont le résultat de la superposition des mouvements d'ensemble (épéirogéniques) aux mouvements

orogéniques. Il n'existe pas de phases orogéniques brèves de portée universelle dans le sens où l'entendait Stille, mais elles existent réellement si l'on n'envisage que des régions limitées. Dans les limites des secteurs tectoniques isolés, les plis se forment sur le fond d'un mouvement orogénique d'ensemble et peuvent résulter des impulsions, des secousses, des phases orogéniques d'importance locale, tout en restant associés aux particularités de la tectonique de la région considérée.

* * *

Les dislocations par plissements constituent un sujet de la recherche géologique des plus importants. Elles sont associées à de nombreux gisements de minéraux utiles, et en particulier au pétrole et à la houille. L'U.R.S.S. a beaucoup contribué au développement des études sur les dislocations par plissement mais les problèmes non encore résolus dans ce domaine sont encore nombreux.

III. DISLOCATIONS PAR CASSURES

Les mouvements qui sollicitent l'écorce terrestre provoquent non seulement des plissements, mais aussi des cassures. Les dislocations par cassures pouvant se produire dans les conditions naturelles les plus diverses, l'échelle, la forme et l'origine de ces accidents sont en conséquence très variées.

En guise d'exemple on peut citer la nappe de chevauchement rencontrée près de la cité ouvrière Soulucta (Sud-Ouest de la vallée de Ferghana).

Le Paléozoïque, représenté par des calcaires compacts marmorés (fig. 193) constitue ici une chaîne peu élevée qui s'étend suivant la latitude. Dès les plissements hercyniens, c'est-à-dire à la fin du Paléozoïque et au début du Mésozoïque, les calcaires ont été intensivement disloqués. Au Nord et au Sud, sur le pourtour du massif paléozoïque, sont disposées des roches plus jeunes, mésozoïques et tertiaires, qui sont peu compactes et de faible épaisseur.

Au Nord, le Crétacé et le Tertiaire présentent une structure monoclinale à faible pendage vers le Nord ; ils recouvrent le massif des calcaires paléozoïques incliné dans le même sens. Le Crétacé repose sur le Paléozoïque avec une discordance angulaire bien marquée.

Au Sud, le soubassement paléozoïque est fortement abaissé et le Crétacé et le Tertiaire qui le recouvrent entrent en contact avec les calcaires du massif exhaussé suivant la surface de la cassure qui présente une pente abrupte dans le sens de la chaîne. Près de la cassure, le Crétacé et le Tertiaire sont légèrement infléchis par le frottement contre le plan de faille. L'*écartement* des lèvres de la cassure atteint plusieurs mètres en largeur et est comblé de débris de roches calcaires cimentés par de la calcite et des oxydes de fer apportés par

les eaux souterraines circulant dans la cassure (ce sont les *brèches de friction*). De nos jours encore une petite source jaillit dans la vallée de la rivière qui recoupe les chaînes, à l'endroit où celle-ci traverse la cassure. Parfois, les surfaces de la cassure apparaissent au jour, lisses, polies, brillantes, presque à pic (des soi-disant *miroirs de faille*) ; les stries qui les marquent se disposent de bas en haut et indiquent le sens du déplacement des masses.

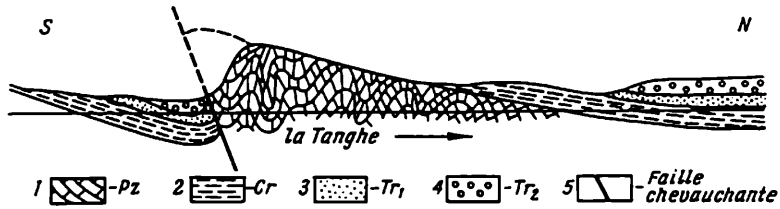


Fig. 193. Faille chevauchante près de Soulucta, dans le Ferghana du Sud-Ouest (schéma) :
1 — calcaires paléozoïques ; *2* — sédiments crétacés ; *3* — sédiments du Tertiaire inférieur ; *4* — sédiments du Tertiaire supérieur ; *5* — ligne de faille

Les dislocations par cassures plus ou moins bien marquées de dénivellations variées et dont le pendage est plus ou moins accusé se rencontrent dans les régions ayant subi des mouvements orogéniques. L'étude de ces dislocations est d'un grand intérêt pratique et théorique.

§ 1. Eléments géométriques des cassures tectoniques

Une cassure tectonique ou *faille* est une solution de continuité dans les roches, c'est-à-dire une rupture le long de laquelle un compartiment de l'écorce terrestre s'est déplacé par rapport à un autre. La surface *ff* (fig. 194) est appelée *plan de faille*. Le bloc I relativement abaissé constitue la *lèvre abaissée*, le bloc II, la *lèvre soulevée*. On distingue aussi les lèvres *supérieure* (ou toit) et *inférieure* (ou mur), la lèvre supérieure reposant sur le plan de faille qui recouvre la lèvre inférieure. Le *rejet* ou *déplacement* d'un bloc par rapport à un autre se mesure de différentes façons. Le *rejet incliné* (a_1) s'obtient le plus facilement : c'est la distance suivant le plan de faille entre le toit ou la base d'une couche d'un des blocs, et le toit ou la base correspondants de la même couche de l'autre bloc. Le *rejet vertical* (a_2) et le *rejet horizontal* (a_3) sont les projections du rejet incliné sur les plans vertical et horizontal. Le *rejet stratigraphique* (a_4) est mesuré suivant la normale au plan de séparation de la couche sectionnée, c'est donc la projection du rejet incliné sur la perpendiculaire au plan de séparation.

On peut déterminer la position du plan de faille si l'on connaît le *pendage* pour lequel on mesure l'*azimut* et l'*inclinaison*. Parfois, on recourt également à la direction de la faille. Dans la géométrie

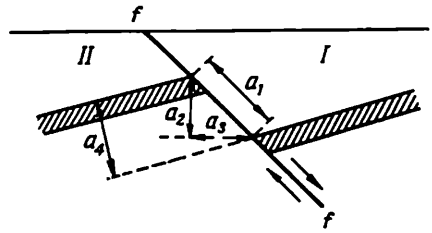


Fig. 194. Géométrie d'une faille:
a — rejet; a_1 — rejet incliné; a_2 — rejet vertical; a_3 — rejet horizontal; a_4 — rejet stratigraphique; *I* — lèvre abaissée; *II* — lèvre soulevée; *ff* — plan de faille

souterraine et la géodésie des mines [1], on distingue de nombreux autres éléments. Il faut à ce sujet consulter les ouvrages de géologie structurale, c'est-à-dire les branches géologiques étudiant en détails les formes extérieures des structures tectoniques.

§ 2. Principaux types de cassures

Parmi les multiples cassures tectoniques on peut dégager celles qui sont les plus fréquentes et dont le rôle est le plus important: faille normale, faille inverse et décrochement.

Les failles normales sont des dénivellations tectoniques de terrains adjacents dans lesquelles la lèvre supérieure est soulevée et la lèvre inférieure abaissée. Le plan de faille a un pendage dans le sens de la lèvre affaissée (fig. 195, 196, *a*); l'inclinaison du plan de faille peut varier, mais se situe le plus fréquemment entre 40° et 60°.

Dans la zone de la faille, l'écorce terrestre s'allonge de la grandeur a_3 (rejet horizontal). Donc, une faille normale doit être considérée comme une déformation de traction, c'est-à-dire de cisaillement, qui s'effectue dans les conditions de *distension* de l'écorce terrestre.

Les exemples de cassures de ce type sont rares; citons la faille importante qui s'allonge à la base des montagnes Jigouli. Elle affecte ici les calcaires carbonifères et les argiles jurassiques, mais le plan de faille n'affleure pas, car il est recouvert d'épaisses alluvions d'âge récent (sables) de la vallée de la Volga; il ne peut être décelé que par des prospections géophysiques ou des forages. Le pendage du plan de la faille est abrupt, le rejet doit atteindre quelques 500 m.

[1] La géodésie des mines est l'étude de la forme des gisements de minéraux utiles et des conditions techniques de leur exploitation.

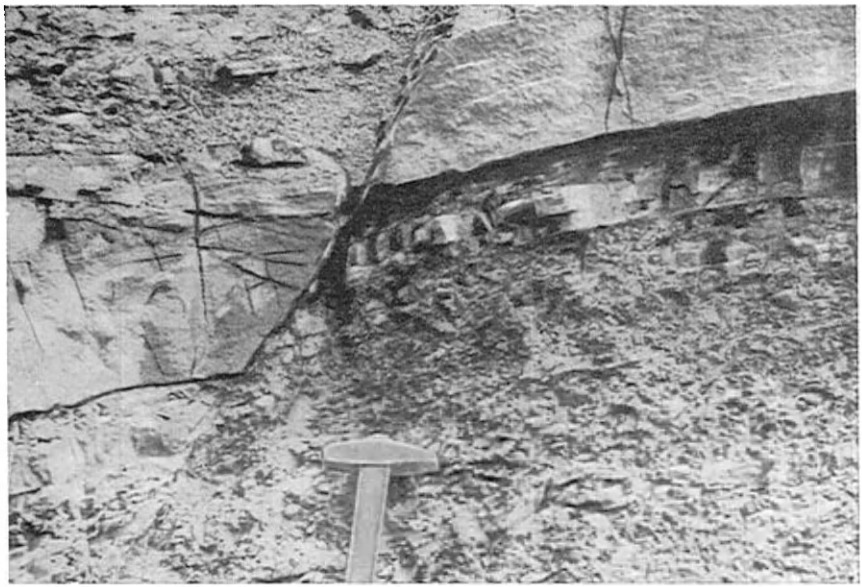


Fig. 195. Petite faille affectant un banc de grès et de schistes de la « Série de Tauride ». Côte méridionale de Crimée

De grandes failles entourent également les dépressions tectoniques telles que le lac Baïkal, le lac Télétskoïé (Altaï), la mer Rouge, les lacs de l'Afrique orientale. Le plan de faille n'est pas alors toujours très net, mais la présence des cassures est révélée par des indices indirects comme le modelé du relief, l'émergence de sources

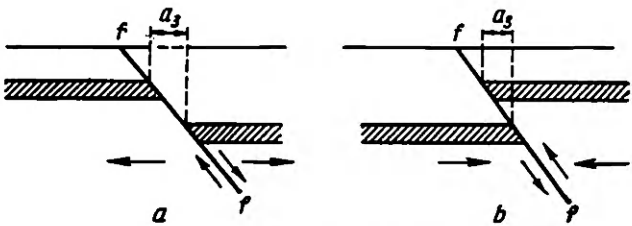


Fig. 196. Cassures tectoniques:
a — faille normale; *b* — faille inverse; *ff* — plan de faille;
a_3 — rejet (horizontal)

thermales, les volcans, l'existence de foyers de tremblements de terre, l'allure générale de la structure tectonique.

Les dépressions limitées par des failles à pendage contraire s'appellent *fossés d'effondrement* (fig. 197, *a*). Les dépressions du Baïkal

et de la mer Rouge, la vallée du Rhin (Allemagne), celle du Salghir (Crimée) sont des fossés d'effondrement. Il est fréquent que les roches qui composent le fossé soient celles du synclinal, on l'appelle alors *synclinal faillé*. Le bloc soulevé limité par des failles est nommé *horst* (fig. 197, *b*).

De petits fossés d'une structure très compliquée se rencontrent assez fréquemment aux sommets des dômes de sel où ils dérangent les roches sédimentaires de couverture. Les failles affectant le sommet du

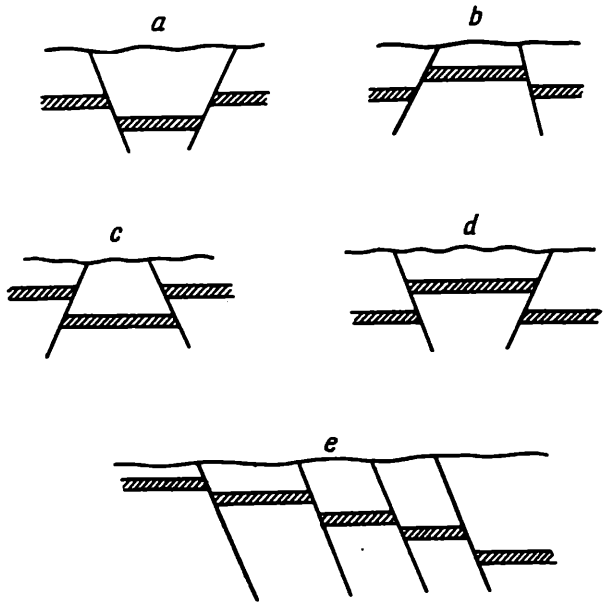


Fig. 197. Structures résultant de la combinaison de cassures tectoniques:
a — fossé d'effondrement; *b* — horst; *c* — coins inverses (ramp-valleys); *d* — horst limité par des failles chevauchantes; *e* — faille en escalier

dôme suivent diverses directions, surtout radiales et en cercles concentriques; elles fragmentent la couverture sédimentaire en de nombreux blocs s'échelonnant dans le sens vertical. Souvent, il se forme ainsi des *failles en gradins* ou *escalier* (fig. 197, *b*).

Il n'est pas toujours facile de distinguer les failles d'origine tectonique de celles qu'on appelle *failles de gravité* ou *de tassement* qui sont des dislocations provoquées par l'affaissement de l'écorce terrestre sous l'effet de la pesanteur. D'ailleurs, il se peut que la différence ne soit pas très importante, car dans le cas des distensions de l'écorce terrestre la formation des failles suppose indubitablement l'intervention de la pesanteur.

Les cassures s'accompagnant d'un déplacement vertical des lèvres suivant un plan lui aussi vertical s'appellent également failles. De telles failles sont peu fréquentes et il n'est pas toujours facile de déceler le mécanisme de leur formation.

Une dépression tectonique entre deux failles inverses plongeant dans les sens opposés à la dépression (fig. 197, c) s'appelle *coins inverses (ramp-valley).* Ce type de dépression est fréquent lors de la dislocation des structures plissées. Après une étude plus poussée de

Fig. 19S. Petite faille chevauchante affectant un banc de grès et de schistes de la «Série de Tauridc». Côte méridionale de Crimée

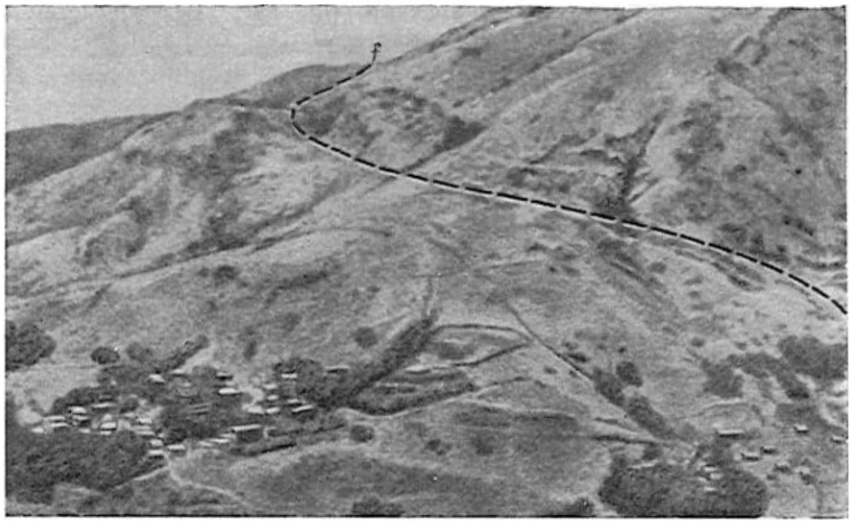
leur structure, de nombreuses dépressions prises auparavant pour des fossés d'effondrement typiques furent rangées parmi les coins inverses.

En cas de compression, le bloc soulevé est séparé de celui qui s'abaisse par des plans de failles qui plongent dans le sens du bloc soulevé (fig. 197, *d).* Ce phénomène très répandu est appelé « *règle de Leuchs* », du nom du géologue qui a le premier souligné son importance.

Dans les failles inverses ou chevauchantes (fig. 198) la lèvre supérieure est abaissée et la lèvre inférieure soulevée, le plan de faille plongeant dans le sens de la^lèvre inférieure; l'inclinaison varie, de même que pour une faille normale, mais dans les cas les plus fréquents elle se situe entre 50 et 80°. Dans la zone du chevauchement, le bloc de l'écorce terrestre se rétrécit de la grandeur a3, c'est le rejet horizontal. Donc, une faille chevauchante est une

déformation de cisaillement qui se réalise dans les conditions de *compression* de l'écorce terrestre (fig. 196, *b*).

Les exemples de failles chevauchantes sont assez courants dans les régions plissées. Nous en avons déjà décrit une au début du cha-



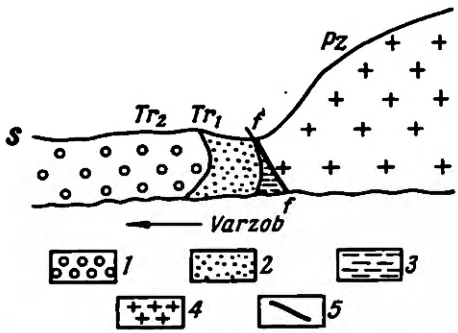


Fig. 199. Faille chevauchante dans la vallée de la Duchambinka, près du village Dinavat, chaîne de Ghissar:
1 — conglomérats du Tr_2; *2* — calcaires et argiles du Tr_1; *3* — calcaires du Cr; *4* — granites du Pz; *5* — plan de faille (*f* — *f*)

pitre, celle de Soulucta. Une faille chevauchante de grandes dimensions affecte le versant Sud de la chaîne de Ghissar et sépare les dépôts paléozoïques et les granites des dépôts tertiaires de la Dépression tadjique. Dans la vallée de la rivière Duchambinka, le Paléogène calcaire, entrant en contact avec les granites, se déverse et les

couches prennent une position inverse (NE 10°, ∠ 80°). L'ouverture de la faille se comble de débris de roches paléozoïques contenant des oxydes de fer, ce qui donne à la brèche de friction une couleur rouge-brun. Le long de la ligne de faille apparaissent des sources qui engendrent des zones de verdure très apparentes (fig. 199).

Une faille chevauchante très intéressante sépare la chaîne du Kopet-Dag (Turkménie), formée de calcaires et de marnes crétacés soulevés et ployés en des plis droits et calmes, de la dépression voisine des Kara-Koum située au Nord qui est remblayée par d'épais dépôts terrigènes (détritiques) du Tertiaire et du Quaternaire. Cette faille longue de 500 km, dont le rejet atteint parfois 5 km, s'étend tout au long du Kopet-Dag. Son allure se modifie constamment, quelquefois elle se ramifie en donnant une série de cassures et même parfois disparaît, mais elle constitue cependant un très bel exemple de dislocation longitudinale d'importance régionale due au cisaillement.

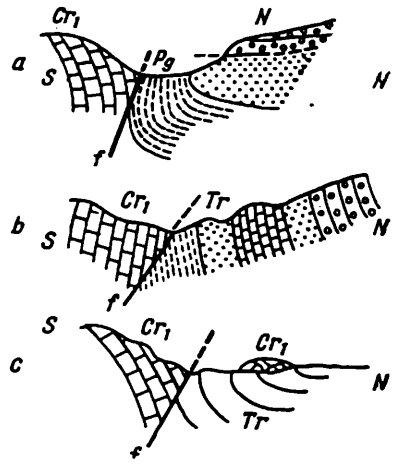


Fig. 200. Grande faille chevauchante du Kopet-Dag, Turkménistan: *a* — dans la vallée Cherlaouk; *b* — au Sud de la station Keliata; *c* — près de la montagne Koou (d'après G. Gorchkov)

Ainsi, dans la vallée de la rivière Cherlaouk (fig. 200, *a*), les calcaires épais du Crétacé inférieur (Cr_1) forment un anticlinal déversé vers le Nord. Ils entrent en contact le long de la cassure avec les argiles du Paléogène (Pg) déversées, elles aussi; ils acquièrent ensuite une disposition normale et plongent vers le Nord sous les conglomérats du Néogène (N). Fait curieux: près de la cassure, l'épaisseur des argiles diminue, celles-ci ayant été visiblement refoulées par la pression du massif Cr_1. D'autre part, elles sont séparées des conglomérats N par une petite fracture affectant la base de ces conglomérats: les argiles plastiques poussées vers le Nord ont été refoulées sous la couche résistante du conglomérat.

A un autre endroit, beaucoup plus à l'Ouest, le contact des couches du Paléogène et du Crétacé inférieur est marqué par une cassure dont l'ouverture est remplie d'une brèche de friction épaisse. Celle-ci, bien cimentée, résiste mieux à l'altération que les roches sédimentaires et forme à la surface une butte témoin rougeâtre (fig. 200). Une petite source jaillit à cet endroit.

En débouchant dans la plaine, des rivières venant des montagnes y constituent des cônes de déjection larges et plats qui recouvrent la ligne de faille du Kopet-Dag. Mais de nombreuses sources, y compris

des sources thermales, jaillissent le long de la faille (désignée par le géologue I. Nikchitch sous le nom de ligne « hydrothermale » et s'y fraient un chemin indiquant par leurs émergences la ligne de faille fossilisée.

Dans de nombreux cas, les ruptures tectoniques apparaissent nettement sur les photographies aériennes prises à haute altitude.

Fig. 201. Photographie aérienne de la faille de tectonique alpine affectant le Paléozoïque, le Crétacé et le Paléogène (d'après M. Pétroussévitch)

En guise d'exemple citons la photographie aérienne de la faille cassant, en Asie centrale soviétique, les séries du Paléozoïque inférieure, du Crétacé et du Tertiaire. Cet exemple nous montre que la recherche géologique recourt largement à la photographie aérienne qui accélère et facilite l'exécution des levées géologiques. On utilise très fréquemment cette méthode en U.R.S.S.

Les failles chevauchantes sont caractéristiques de nombreuses régions à structure plissée de l'U.R.S.S. Elles déterminent les traits majeurs de la tectonique hercynienne dans l'Oural et le Kazakhstan,

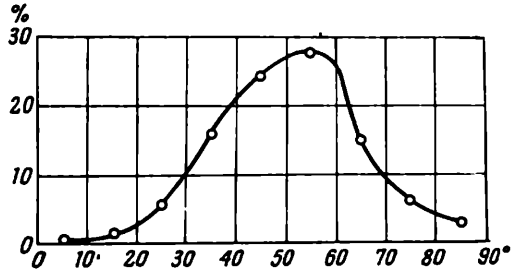


Fig. 202. Angles de pendage des failles chevauchantes (d'après les mesures effectuées dans le Pamir du Nord-Ouest)

elles ont également été décelées en grand nombre dans les jeunes chaînes alpines des Carpates, du Caucase, de l'Asie centrale, etc. Une faille chevauchante fort intéressante affecte le piémont septentrional de la chaîne de Nan-Tchang, mettant en contact des roches tertiaires rouges et des galets quaternaires (voir fig. 231).

Les failles chevauchantes sont le type de cassure tectonique qui se rencontre même plus fréquemment que les failles normales. Il en résulte que les contraintes dominantes dans l'écorce terrestre sont celles de compression ; il est nécessaire d'en tenir compte lors de la formulation des hypothèses géotectoniques. Les plus nombreuses des failles chevauchantes enregistrées sont celles dont le pendage se situe entre 40 et 65°, plus précisément entre 45 et 60° (fig. 202). Donc, dans l'évolution des dislocations tectoniques associées aux plissements linéaires, et c'est dans ceux-ci que l'on rencontre surtout les failles inverses, le rôle principal revient aux efforts tangentiels (agissant dans le sens horizontal).

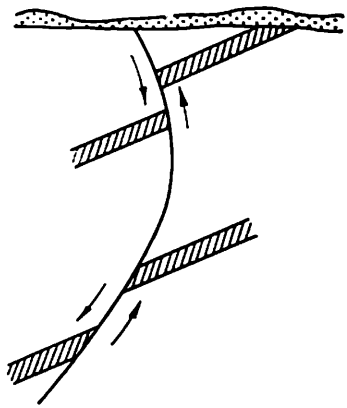


Fig. 203. Cassure tectonique très incurvée qui dans sa partie supérieure répond à la notion de *faille inverse*, et dans sa partie inférieure, à celle de *faille normale*

Les failles inverses à pendage très accusé (70-90°) passent ordinairement aux chevauchements. D'ailleurs, ces derniers ne sont pas obligatoirement l'aboutissement d'une faille inverse. Une faille normale à pendage très accusé peut en effet modifier le sens de son plongement et devenir morphologiquement un chevauchement

fig. 203). C'est pourquoi le mieux est de considérer comme chevauchement une cassure abrupte dont le plan de faille est incliné dans le sens de la lèvre soulevée.

Failles profondes. En 1945, A. Péivé souligna l'importance des cassures d'un autre genre qu'il appela *failles profondes*. Elles se distinguent avant tout par leurs dimensions, s'étendant parfois sur des centaines, voire des milliers de kilomètres, et s'enfonçant à l'intérieur de la terre jusqu'à des dizaines et parfois des centaines de kilomètres. Leur extension est aussi très continue; malgré leur grande longueur, elles sont souvent presque rectilignes. Une des

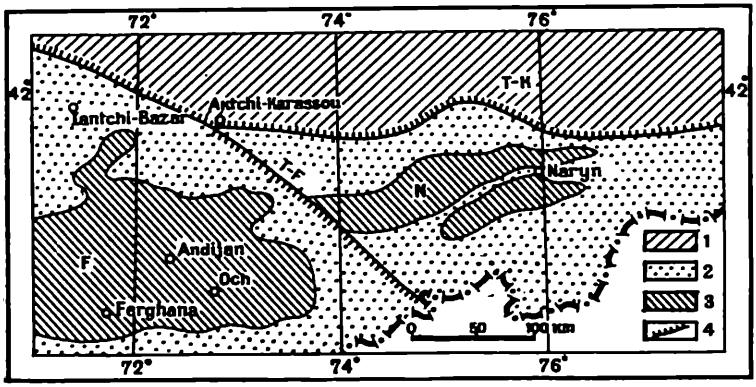


Fig. 204. Répartition des failles profondes dans le Tian-Chan: *1* — zone de structure calédonienne; *2* — zone de structure hercynienne; *3* — dépressions de Ferghana (F) et de Naryn (N); *4* — failles profondes Terskéï-Karataousski (TK) et Talasso-Ferghanski (TF)

caractéristiques non moins importantes de ces structures est leur âge: parfois elles datent du Paléozoïque et rejouent pendant les époques ultérieures en restant actives quelquefois jusqu'à nos jours. Enfin, encore un trait très important: elles séparent généralement des aires de l'écorce terrestre de nature totalement différente quant à leur évolution, leur composition et leur structure actuelle.

En guise d'exemple on peut citer la faille transouralienne qui s'étire sur 500 km suivant le méridien, du village de Bourmantovo au Nord jusqu'à la latitude de Sverdlovsk; elle sépare les structures plissées de l'Oural central de celles de la dépression de la Sibérie occidentale. Une autre faille, encore plus marquée, casse du Nord-Ouest au Sud-Est les chaînes du Tian-Chan septentrional. Dans sa partie Nord-Ouest, elle s'appelle Terskéï-Karataousski, et au Sud-Est, Talasso-Ferghanski. Cette faille existait déjà au Silurien et elle a été le siège de mouvements qui se sont prolongés jusqu'à nos jours; c'est ainsi qu'elle a été à l'origine du grand tremblement de terre du 2 novembre 1946, dit Tchatkalskoïé. Fait curieux: au cours des

âges, les mouvements qui ont suivi la faille ont varié de sens; parfois la lèvre Sud-Est s'est soulevée, parfois la lèvre Nord-Ouest. Il est également important de noter que les structures plissées d'une des lèvres ne se prolongent pas dans l'autre; autrement dit, la formation et l'évolution de la faille ont été indépendantes de la structure plissée. Il a été prouvé que cette faille verticale pénètre au sein de la terre jusqu'à 100 km au moins, et l'on sait que les mouvements dont elle est actuellement le siège sont orientés horizontalement (voir ch. 16, § 8). La fig. 204 représente la position de la faille Talasso-Ferghanski dans le système des plissements du Tian-Chan septentrional.

Nappes de charriage, plis couchés et structures en nappes. En 1884, Marcel Bertrand décrivit les structures faillées à faible pendage résultant de l'étirement du flanc inférieur d'un pli couché; il découvrit ces structures dans les Alpes et les nomma *charriage*. Par la suite, cette notion s'est compliquée et actuellement on donne le nom de nappe de charriage aux diverses ruptures tectoniques présentant un trait commun : le plan de rupture doit être *horizontal* ou quasi horizontal. M. Tétiaïev soulignait que la surface de charriage devait être ondulée. Les éléments d'un charriage sont : la *surface de charriage ff* recouverte d'une roche broyée et laminée (mylonite); l'*autochtone a*, terrains sous-jacents non transportés des couches plissées; l'*allochtone b*, terrains sus-jacents des couches plissées, déplacés par rapport à la partie inférieure et formant une structure en nappes; les *terrains exotiques c* ou *lambeaux* qui sont des allochtones conservés après l'érosion et la destruction de la nappe; les *fenêtres tectoniques d*, ouvertures révélant l'autochtone mis à jour dans les dépressions après érosion des nappes de recouvrement; le *front de la nappe de charriage e*, qui est la partie la plus avancée de la nappe ; les *racines f*, endroit d'où a commencé le déplacement de la nappe et où se trouvent les roches en place non dérangées (fig. 205, A).

Certains géologues ont exagéré le rôle des structures en nappe et ont fait un usage excessif de ces notions; ils prétendaient qu'une nappe de charriage pouvait recouvrir de vastes espaces et s'étendre horizontalement au-dessus des terrains autochtones sur des dizaines, voire des centaines de kilomètres (150 en Norvège, 200-300 dans la région du Baïkal). Ils découvraient des charriages là où il n'y en avait aucune trace. C'est ainsi que des charriages et des structures de nappes apparurent dans la région du Baïkal (M. Tétiaïev), dans l'Oural (G. Frédérix), le Karataou (V. Galitski, fig. 206, *A*), le Pamir (I. Goubine). Certains tectoniciens des pays occidentaux échafaudèrent même des édifices de nappes d'un aspect tout à fait fantastique, notamment A. Brückner (fig. 205, *B*).

Prenons un exemple. Dans la zone de la montagne de Markoou, au Kopet-Dag, des calcaires crétacés entrent en contact avec des argiles tertiaires suivant une ligne de chevauchement. Un peu au Nord de cette discontinuité on a la surprise de découvrir de nouveau

des calcaires recouvrant le Tertiaire d'une façon anormale (fig. 200, *c*). V. Mirochnitchenko considérait ce monticule de calcaires crétacés comme un lambeau de recouvrement, c'est-à-dire comme un vestige

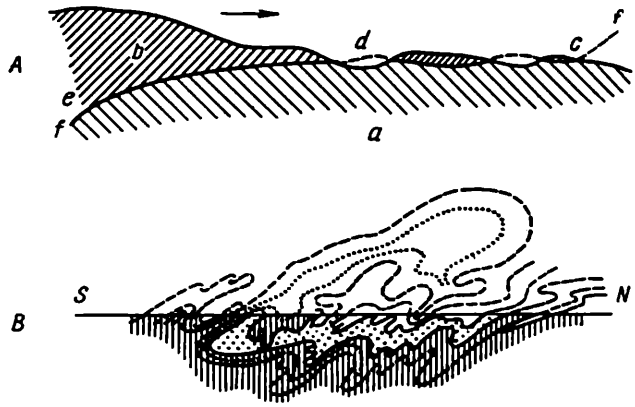


Fig. 205. *A* — structure d'un charriage; *B* — nappe de charriage dans les Alpes, d'après A. Brückner (schéma)

de la nappe dont les racines s'étaient conservées sous forme de la montagne Markoou. Une étude plus attentive montra pourtant que le contact entre les calcaires et les roches sous-jacentes n'avait rien

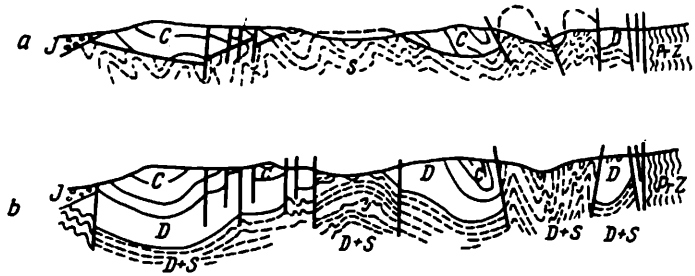


Fig. 206. Structure géologique de l'anticlinorium Baïdjansaïski, chaîne de Karataou, Kazakhstan : *a* — d'après V. Galitski (1949) ; *b* — d'après M. Gzovski (1954). Les traits pleins représentent les cassures tectoniques (schéma)

de tectonique : ces calcaires ont glissé des flancs du Markoou, d'une façon analogue aux calcaires des monts Kochka et Chankaïa qui ont glissé en Crimée de la montagne Iaïla.

Les nappes de charriages ou, plus exactement, les chevauchements à faible pendage (presque horizontal) se rencontrent dans la réalité, mais il ne faut pas les chercher là où ils ne se trouvent pas ou exagérer leur importance. L'amplitude horizontale du chevauchement n'est jamais très forte.

En guise d'exemple de nappe de charriage, on peut citer la faille plate étudiée par B. Willis en Ecosse (fig. 207).

La notion de charriage est étroitement liée à celle de *nappe de glissement*. C'est une déformation qui se rencontre souvent. Elle

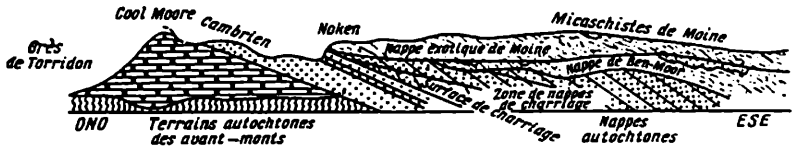


Fig. 207. Coupe schématique à travers le Nord-Ouest des Highlands d'Ecosse montrant les nappes de charriage (d'après B. Willis)

résulte d'un chevauchement de la lèvre inférieure sur la lèvre supérieure, affleurant à la surface. Les nappes de ce genre ont été décrites, entre autres, par B. Willis (1922).

Failles de décrochement. Les efforts de cisaillement permettent d'expliquer la formation des cassures parallèles aux plis (la direction

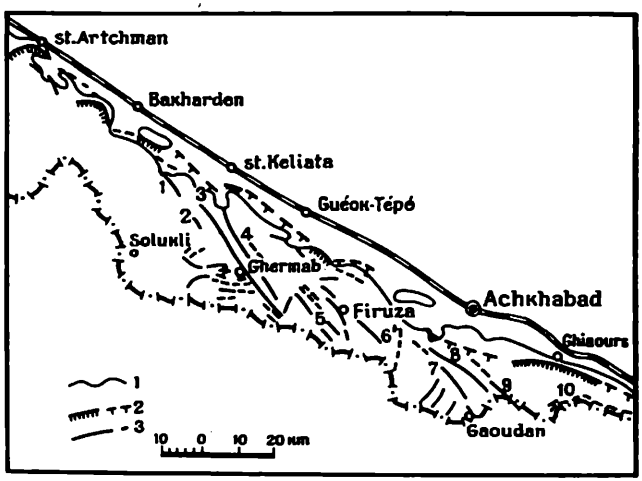


Fig. 208. Cassures tectoniques dans le Kopet-Dag (d'après P. Kalouguine):
1 — frontière septentrionale de l'affleurement des roches en place (Jurassique, Crétacé, Trias); *2* — grande faille chevauchante du Kopet-Dag; *3* — décrochements

du plan de faille étant perpendiculaire à celle de la pression) et à faible pendage (inclinaison du plan de faille de l'ordre de 45°). Ces efforts permettent de même de prévoir des cassures ayant une autre orientation, se disposant habituellement obliquement par rapport à la pression, c'est-à-dire aux efforts tectoniques; dans ce cas,

le plan de faille a une pente très raide ou est vertical. Des formes de ce genre ont été effectivement observées et on les nomme *décrochements*. Ce sont des cassures tectoniques à déplacement relatif des lèvres dans le sens horizontal qui ne présentent pas de dénivellations verticales sensibles.

Le Kopet-Dag nous fournit un bel exemple de région où les décrochements sont très répandus (fig. 208). Ils s'agit de sédiments du Crétacé supérieur et inférieur, ployés en plis réguliers, symétriques et droits, qui ont été dérangés par tout un réseau de failles le long desquelles s'observent des déplacements de blocs dans le sens horizontal, parfois à une distance atteignant 5 km. Le rejet vertical ne dépasse pas en général 0,5 km. Les surfaces de faille sont verticales et les miroirs de faille portent des stries horizontales. Les cassures forment un réseau à peu près rectangulaire.

Le tableau 17 donne les amplitudes des rejets de décrochements enregistrés au Kopet-Dag.

Tableau 17

Cassures tectoniques (décrochements) du Kopet-Dag

Dénomination de la cassure	Rejet, km		Direction	Angles et azimut de l'inclinaison
	vertical	horizontal		
Deghermendjik	1,5-2	—	NNO	pente raide
Kizyl-kaïa	0,2	—	»	—
Ghermab	0,3-1,0	2,0-3,0	»	70° SO
Bakhtcha	0,05	5,0	»	75° SO
Firuza	—	—	—	50-80° SO
Saandak	0,3	—	NNO	pente raide
Kourtoussoun	0,2-0,6	—	»	—
Khountchi	0,1-1,6	—	»	pente raide
Kharvar	1,0	—	»	—
Ghiaours oriental	—	2,5	»	—
Gaoudan	—	2,5	ENE	75°

On voit que ces cassures présentent un faible déplacement dans le sens vertical et un déplacement horizontal important. Les grands décrochements (du Ghermab et du Bakhtcha, ainsi que du Ghiaours oriental et du Gaoudan) sont très caractéristiques. Dans certains cas, la composante horizontale de la déformation n'a pas été établie. Ces cassures se distinguent de même par un pendage très accusé, ordinairement supérieur à 70° et pouvant atteindre 90°. Ainsi, la plupart de ces cassures sont des décrochements typiques, ou plutôt des failles de décrochement directes et des failles de décrochement inverses.

Il serait intéressant de connaître les conditions mécaniques donnant lieu à un réseau de ce genre.

Examinons le mécanisme des efforts de cisaillement. Comme nous l'avons déjà dit, dans un corps solide soumis à une pression, un réseau de fissures apparaît, orienté généralement de 45° par rapport à la direction de la pression. Nous avons dit « généralement », car des facteurs secondaires modifient toujours les termes théoriques. Si le vecteur qui indique la direction de la pression est horizontal, les fissures apparaissant les premières auront une direction perpendiculaire à ce vecteur et s'inclineront, d'un côté ou de l'autre, de 45° par rapport à l'horizon. Le décrochement principal du Kopet-Dag constitue justement une déformation de ce genre ; comme il s'étend actuellement du Nord-Ouest au Sud-Est, la pression devait autrefois être orientée du Sud-Ouest au Nord-Est.

Mais d'autres cassures sont également possibles qui, tout en suivant la loi des efforts de cisaillement, sont caractérisées par d'autres termes définissant leur position. Imaginons une cassure qui fait un angle non pas de 90, mais de 45° avec le vecteur pression. Si son plan de faille est vertical, cette cassure obéira strictement à la loi des efforts de cisaillement. Les décrochements du Kopet-Dag s'inscrivent justement dans cette catégorie : ils forment un angle avec la direction du mouvement, leur plan de faille est vertical, et leurs lèvres ont subi un déplacement horizontal.

Il convient de souligner que dans la plupart des cas, les rapports tectoniques s'avèrent si compliqués qu'ils ne se prêtent pas à une interprétation mécanique. Même quand celle-ci semble possible, il faut y recourir avec la plus grande prudence. Les cassures du Kopet-Dag se prêtent à une interprétation relativement facile, ce qui est un cas très rare.

§ 3. Signes de cassures tectoniques sur le terrain

Les cassures tectoniques ne sont pas toujours apparentes. La ligne de faille, c'est-à-dire le tracé de la faille à la surface du sol, est souvent effacée, masquée par la végétation, n'est pas révélée par le relief, et il est généralement difficile de la reconnaître. Certains géologues ont même tendance à découvrir des cassures là où elles n'ont jamais existé. Il n'est pas inutile de recommander dans ces cas une grande prudence ; une faille ne peut être reconnue et représentée sur une carte que si plusieurs signes témoignent de son existence.

Quels sont donc ces signes ? L'existence d'une cassure tectonique peut être prouvée par :

1. Le contact de couches d'*âges différents*, c'est-à-dire de couches qui dans une série normale sont séparées par des couches intermédiaires. Il est cependant important de distinguer une cassure tectonique d'une discordance due à la transgression ayant permis à une couche récente de recouvrir des terrains anciens d'un âge quelconque.

2. La différence dans les *éléments des lèvres* en contact suivant la cassure.

3. L'existence d'un plan de faille, c'est-à-dire d'une surface ayant guidé la cassure et le déplacement des lèvres. Le plan de faille ouvert par l'érosion est parfois mis en évidence par le *miroir de faille* (fig. 209) présentant une surface brillante et polie, couverte de stries, de fissures d'extension et de petits gradins qui indiquent le sens du mouvement, ou bien par la *brèche de friction*. Celle-ci est

Fig. 209. Miroir de faille comportant des stries horizontales observé près de Lang-tchéou en Chine

(fig. 210) une accumulation de matériel détritique fourni par les roches constituant les lèvres et cimenté par un minéral secondaire (calcite, oxydes de fer, sécrétions siliceuses, etc.).

4. Les signes de la cassure *dans le relief*. Souvent, on peut reconnaître un gradin de faille correspondant à la lèvre soulevée; ces gradins sont habituellement nets dans les cassures alpines récentes. Les dislocations anciennes, telles que les failles hercyniennes, ne laissent pas de trace dans la topographie, bien que là aussi, la diversité de la composition des couches constituant les lèvres peut amener des différences dans les éléments du relief.

5. L'existence d'un *escarpement de faille*, c'est-à-dire d'une fissure béante ou d'un ressaut de faille dégagé à la suite d'un tremblement de terre. Par exemple, lors du tremblement de terre de 1906

en Californie, une cassure de plusieurs dizaines de kilomètres fut mise à jour ; en 1891, au Japon, un tremblement de terre fit apparaître une faille qui coupa la vallée et dont le rejet vertical atteignit plusieurs mètres.

Les escarpements de faille sont des signes de l'activité récente de la cassure tectonique, c'est-à-dire de sa jeunesse, du fait que son développement se poursuit.

6. *Les sorties d'eaux souterraines ou thermales* épousant la ligne de la cassure. On peut noter beaucoup de sources n'ayant aucun

Fig. 210. Brèche de friction extraite d'une cassure tectonique triasique près de la ville de Bjuk, Hongrie

rapport avec les accidents tectoniques, mais très fréquemment, surtout dans les régions montagneuses, elles se disposent le long des lignes de faille, les eaux souterraines empruntant souvent les fissures qui correspondent aux ruptures tectoniques et les suivant jusqu'à la surface.

Quand tous ou la plupart des signes que nous venons d'indiquer concordent, on peut conclure à l'existence d'une faille. Dans le cas contraire, c'est-à-dire lorsque les signes sont en nombre insuffisant, l'existence de la faille n'est pas prouvée et il faut poursuivre les recherches.

L'étude des déformations tectoniques par plissements ou par cassures est facilitée par la photographie aérienne (fig. 201). Sur une telle photo, les lignes de faille apparaissent nettement même lorsqu'on ne parvient pas à les déceler par des observations sur le terrain. Il est possible que la cassure n'apparaisse pas dans le relief, qu'elle ne se manifeste pas par des sources, et même que sa trace ait

Fig. 211. Photographie aérienne d'un pli anticlinal affectant le Crétacé et le Paléogène

pu être effacée ; mais une photo aérienne peut facilement déceler une différence marquée dans la direction de diverses couches sédimentaires, une diversité dans la structure tectonique de la région, dans la nature des roches constituant les lèvres, etc. Ce sont autant de faits qui laissent supposer l'existence d'une rupture. Il en est de même pour l'étude des plissements (fig. 211). L'étude des photos aériennes doit évidemment aller de pair avec les recherches sur le terrain de la ligne ainsi révélée par la photo.

§ 4. Fissuration des roches

Les couches sédimentaires, ainsi que les massifs de roches magmatiques, présentent ordinairement des joints, c'est-à-dire qu'elles sont disloquées par des fissures plus ou moins larges qui divisent la roche en une multitude de petits blocs. La fissuration est un trait caractéristique des roches. Les déplacements des blocs isolés le long des fissures ne sont pas discernables, mais parfois on décèle à certains indices ces déplacements. Ces fissures doivent être considérées comme le stade initial des cassures tectoniques ; c'est pourquoi il est naturel d'étudier la fissuration des roches dans le chapitre consacré aux cassures.

Au lieu d'utiliser le terme de « fissuration » on se sert parfois du mot *clivage*. Pour plus de précision et compte tenu de la grande diversité des joints dans les roches, il convient de grouper sous le terme de *clivage* les joints d'origine extérieure, tectonique (exoclivage) et de réserver le terme de *fissuration* aux fentes provoquées par l'action des forces internes déclenchées par le refroidissement de la roche, son desséchement, etc. (endoclivage).

Suivant son origine et l'aspect qu'il présente, le clivage, proprement dit, peut se subdiviser en *clivage de fracture* (faux clivage) et en *clivage de flux* (vrai clivage).

Le *clivage de fracture* se présente sous forme d'un faisceau de joints à peine apparents ou même complètement invisibles qui se manifestent dès qu'on porte un coup de marteau sur la roche : l'échantillon se divise en petits morceaux non pas au hasard, mais suivant des surfaces plus ou moins planes. Ce qui importe surtout, c'est que ces fissures sont orientées suivant un certain nombre de directions bien définies. C'est le signe évident de ce que ces fissures sont le fait des conditions qui se sont manifestées d'une façon identique sur de vastes territoires. Quand une roche possède deux systèmes de joints elle se débite suivant les plans de stratification et de clivage en de petits blocs plus ou moins réguliers. Les ouvriers des carrières connaissent cette propriété des roches et se servent des fentes pour extraire la pierre (fig. 212).

Le faux clivage résulte de conditions très variées. Il peut apparaître à la suite d'une pression unilatérale provoquée en général par des mouvements tectoniques ; toutes les fissures ont alors la même direction, indépendamment du pli ou du secteur du pli examiné. Dans d'autres cas, il est le fait de la réaction de la roche aux efforts de ploiement qui accompagnent la formation du pli et les fissures suivent rigoureusement la forme du pli, changeant de direction avec la modification du pendage de la couche (fig. 213).

Un clivage de fracture a toujours une origine tectonique, et l'action sur la roche est définie par une certaine orientation, la roche réagissant à ces efforts comme un corps rigide.

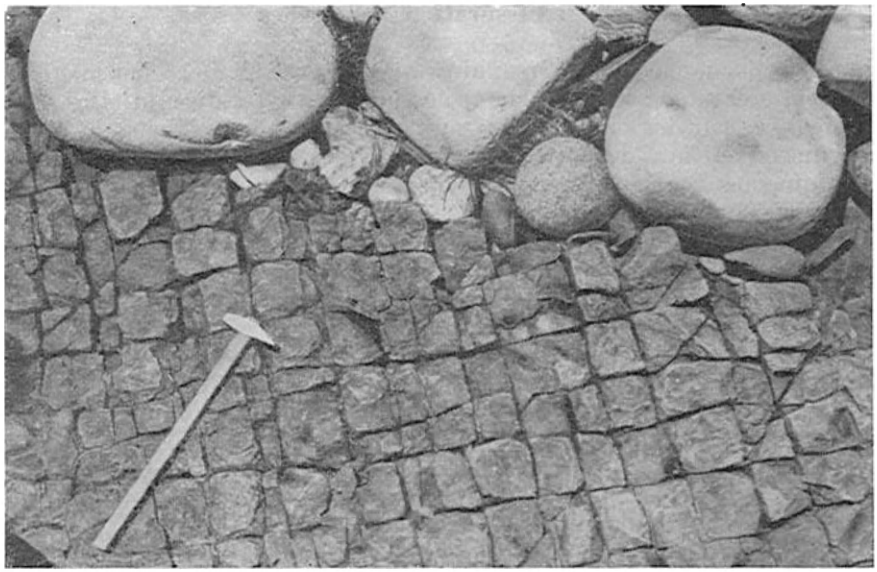


Fig. 212. Clivage de fracture dans les grès de la « Série de Tauride », côte méridionale de Crimée

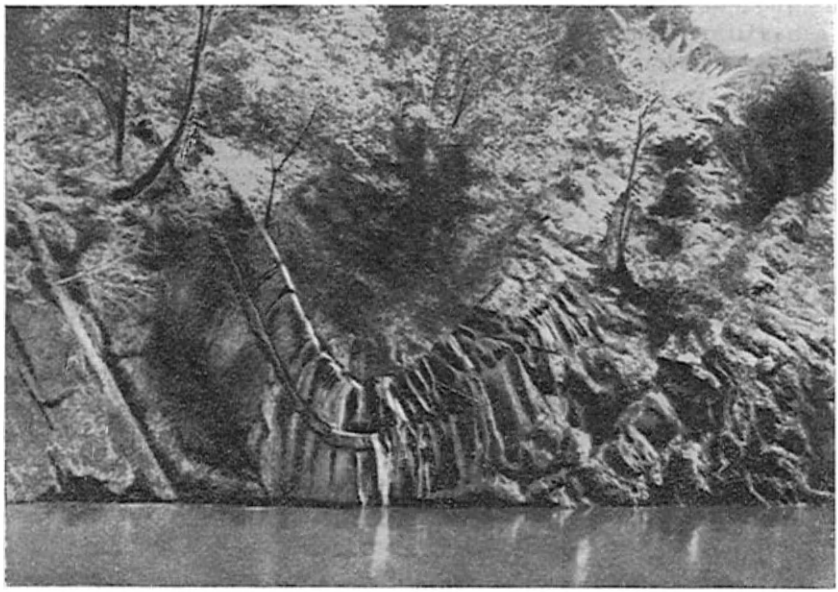


Fig. 213. Clivage de fracture à directions se modifiant au sein de la couche suivant la forme du pli

Le *clivage de flux* extérieurement se manifeste également par la dislocation de la roche suivant certains plans bien définis, mais l'origine du phénomène est tout autre. Il résulte du réarrangement de la roche, de la modification de sa structure sous l'effet d'une température et d'une pression élevées qui règnent au sein de la Terre, la roche réagissant comme un corps plastique. Du fait de leur plasticité les minéraux se sont modifiés, et, indépendamment de leur forme ou de leur position au sein de la roche, ils ont acquis certains traits communs, en premier lieu une orientation semblable des éléments du réseau cristallin. Ces traits communs se manifestent notamment par le fait qu'un coup porté sur la roche la fait se débiter suivant certaines directions plus facilement que suivant d'autres.

Ainsi, le clivage de flux, de par sa nature physique, doit être plutôt assimilé aux déformations par plissements que par cassure; il indique que la roche considérée s'est trouvée à l'état plastique et que les couches qu'elle a formées ont pu subir des ploiements et donner des plis. Le clivage de flux apparaît généralement dans une zone à plissement intense. En d'autres termes, il convient de le considérer comme une déformation élémentaire des structures plissées. De même le clivage de fracture doit être envisagé comme une déformation élémentaire des structures faillées.

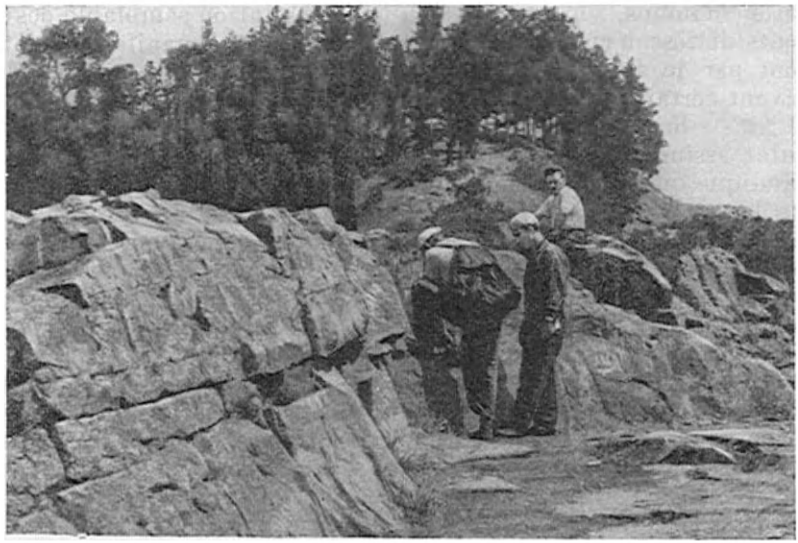
Quant à la *fissuration*, elle se manifeste, par exemple, dans un dépôt initialement humide en train de s'assécher (fissures de dessiccation couvrant un takyr asséché). Les fissures apparaissent lors du refroidissement des roches ignées; elles sont à l'origine de la *division* prismatique des basaltes, en boules des granites, etc. Tout processus naturel qui se déroule au sein d'une roche et qui modifie sa densité, son volume ou sa position peut aboutir à la formation d'un système de joints plus ou moins régulier. Cependant, l'origine principale des fissures est surtout tectonique.

Les joints dans les massifs de roches magmatiques ont un intérêt particulier. Ces roches ne se présentent pas en couches et l'étude de leur structure n'est parfois possible que par l'analyse de leurs joints.

Généralement, dans les massifs de roches magmatiques l'orientation des fissures est bien déterminée. Le géologue allemand H. Cloos qui a étudié la structure et la fissuration des massifs granitiques de l'Allemagne méridionale, en a tiré les conclusions suivantes: même dans une roche aussi massive que les granites, les minéraux ne se disposent pas d'une façon désordonnée, mais suivent une direction dominante le long de laquelle s'étirent les grains oblongs. Cette orientation des grains est peut-être due à l'écoulement du magma au moment de sa solidification. De plus, on distingue dans un massif de ce genre les types principaux de fissures suivants: *S* — verticales, parallèles à la direction longitudinale des grains; *K* — verticales, perpendiculaires aux précédentes, c'est-à-dire celles des faces frontales des blocs envisagés; *D* — verticales, obliques par rapport

aux systèmes de fissures *S* et *K*; et *L* — horizontales (fig. 214). Cloos explique les fissures verticales *S* et *K* par l'écoulement du magma à demi solidifié, les fissures *D* par les efforts tectoniques postérieurs, les fissures *L* par la pression exercée par les couches sus-jacentes.

Les recherches ultérieures ont montré que la formation des fissures dans les roches magmatiques est beaucoup plus complexe;



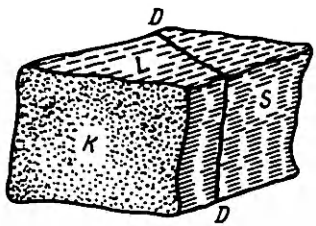


Fig. 214. Schéma de la disposition des fissures dans un massif granitique, d'après H. Cloos, et photographie des fissures *L*, *K* et *S* dans la masse d'une laccolite de Plack. Côte méridionale de Crimée

pourtant, l'idée fondamentale de Cloos est juste: les directions des fissures qui recoupent le massif ne sont pas quelconques mais présentent une certaine régularité qui est fonction de l'évolution du massif dont elles reflètent les étapes essentielles.

Lors des recherches il faut effectuer le plus grand nombre possible de mesures, c'est-à-dire qu'il faut se servir de la méthode statistique afin d'éliminer les erreurs dues au hasard. Dans la pratique il faut procéder à des centaines et même à des milliers de mesures.

C'est pourquoi le choix de la méthode d'analyse des chiffres obtenus est primordial.

Pour cette analyse on utilise des *diagrammes des diaclases* qu'on obtient de la façon suivante : on divise la circonférence en intervalles de 5 ou 10°, on porte sur les rayons correspondant à l'échelle choisie les grandeurs mesurées de l'azimut donné. Les extrémités des vecteurs ainsi obtenus sont jointes par des segments de droite. On obtient ainsi une ligne brisée fermée, aux angles aigus et aux rayons de diverses longueurs, qui ressemble à une étoile. Les rayons de cette étoile dont la largeur ou la longueur sont les plus grandes

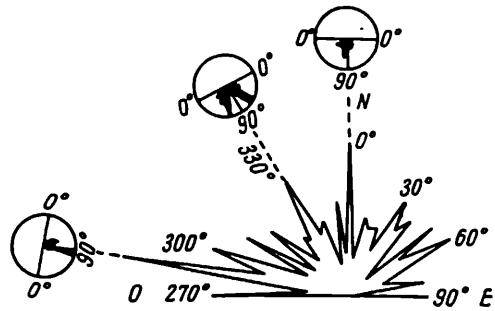


Fig. 215. Le diagramme de diaclases établi pour un massif de granites et de diorites près de Tchéliabinsk. Entourés, figurent les diagrammes du pendage des failles pour les trois directions dominantes (d'après A. Zinovkine et I. Koroviakov)

indiquent d'emblée la position des fissures dominantes. Si l'on détermine la direction générale, on peut se borner à un demi-cercle, car l'autre moitié ne fait que reproduire les données de la première ; en effet, NE 30° et SO 210° ont dans ce cas la même signification. Mais si l'on définit la ligne de pente, il faut utiliser toute la circonférence. Il faut de plus construire un second diagramme des diaclases et, sur une demi-circonférence cette fois, procéder à l'analyse des chiffres donnant l'angle de pente. Ce dernier procédé, analyse de la ligne de pente des fissures dans l'espace, est meilleur. Il est vrai que suivant le but recherché on peut utiliser tantôt l'une, tantôt l'autre méthode (fig. 215).

Le diagramme des diaclases permet de déterminer non seulement la position dans l'espace caractéristique de la structure géologique considérée, mais aussi d'établir les principes régissant la formation des diaclases : le nombre de phases de plissement ayant produit le système de joints (s'ils sont d'origine tectonique), la direction des efforts tectoniques (pression) ayant provoqué les fissures, la répartition dans la masse des éléments minéraux liés génétiquement aux fissures, etc. C'est pourquoi la géologie moderne, et surtout les

branches consacrées à la tectonique (géologie structurale) et à la prospection des minéraux utiles, attache tant d'intérêt à l'étude des diaclases.

§ 5. Accidents tectoniques et minéraux utiles

Les déformations tectoniques de tous genres sont l'objet de recherches géologiques primordiales.

Les déformations par plissements des couches sédimentaires, en créant des structures plissées, agissent directement sur la disposition de nombreux gîtes de minéraux utiles très importants. Ainsi, les principaux bassins houillers de l'U.R.S.S., ceux du Donetz et de Kouznetsk en particulier, constituent de grands synclinoriums sur le fond desquels s'est superposé un plissement secondaire et d'ordres supérieurs très compliqués, ce qui conditionne la possibilité d'utilisation de tel ou tel secteur du gisement.

La structure plissée des sédiments tertiaires de la presqu'île d'Apchéron détermine les particularités essentielles de la répartition du pétrole qui s'accumule dans les anticlinaux et n'apparaît pas dans les synclinaux. Il en est de même pour les gîtes du Nord de la Caspienne : le pétrole est refoulé vers les sommets des dômes de sel et chassé des zones intermédiaires. Dans d'autres régions également un lien étroit existe entre la structure tectonique et la configuration des gisements, c'est le cas notamment des gîtes de pétrole de Sakhaline. En guise d'illustration, on peut donner cette coupe du gisement de l'Ekhabi oriental qui fait bien ressortir à quel point la forme de l'anticlinal et la position de la faille influent sur la forme du gîte pétrolier (d'après V. Ratner, fig. 216).

Les exemples de ce genre sont très nombreux. Il est fréquent que la déformation par plissement soit associée de la façon la plus étroite à l'accumulation d'une substance minérale et à la genèse du gisement. Les plissements, tout en influant sur la structure d'un gisement, peuvent parfois modifier le milieu physique et provoquer la formation ou la disparition d'un gisement.

En principe, il en est de même des déformations par cassures.

Les cassures tectoniques produisent des fissures plus ou moins profondes qui constituent des voies commodes pour la montée jusqu'à la surface de tous les produits de désagrégation fournis par les foyers magmatiques profonds. Le long des cassures monte le magma qui remplit tout l'espace laissé par les fissures, pénètre dans les cavités de l'assise sédimentaire, y compris les intervalles apparaissant entre les couches, et qui peut même sortir à la surface.

Les cassures canalisent aussi la montée des gaz et des vapeurs surchauffés ; en se refroidissant, ceux-ci déposent sur les parois des fissures divers minéraux tels les feldspaths, le mica, le quartz, les grenats, la tourmaline, la topaze, le béryl, la fluorite, la pyrite, des composés de molybdène, d'étain, de tungstène, de lithium, etc.

L'agglomération caractéristique de gros cristaux remplissant les fissures de ce genre et qui se forme à des températures inférieures à 800° (c'est-à-dire inférieures à celles du magma fondu résiduel qui donne des roches hypabyssales) s'appelle « pegmatite ».

Des cassures plus éloignées de la source de magma en état de refroidissement se remplissent de minéraux précipités à partir des

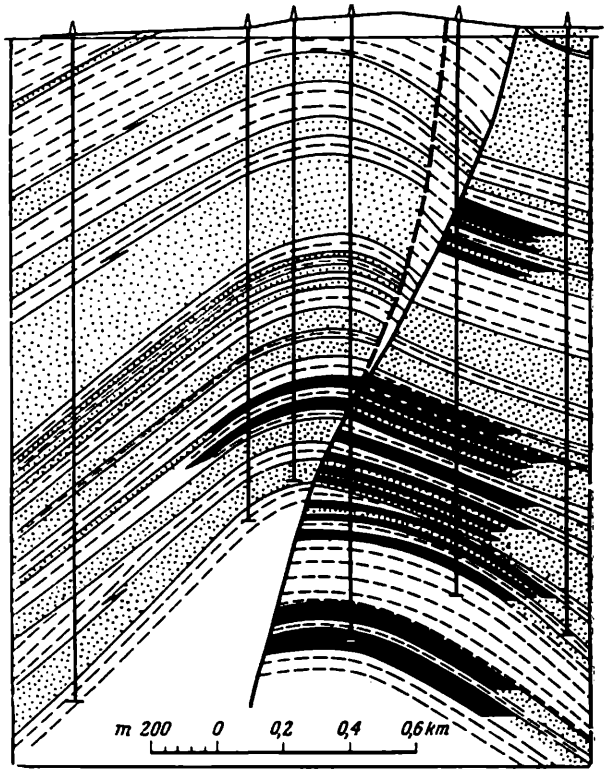


Fig. 216. Coupe du gisement du pétrole de l'Ekhabi oriental, Sakhaline du Nord (d'après V. Ratner, 1960)

solutions chaudes qui y circulent. L'eau chauffée à 100-200° sous une pression qui s'élève jusqu'à 1 000 atmosphères constitue un dissolvant très puissant. L'abaissement de la température et de la pression à mesure que la solution aqueuse monte provoque la précipitation de plusieurs minéraux d'origine *hydrothermale* (pyrite, pyrite à cuivre, galène, fausse galène, or, argent, quartz, calcite, dolomite, fluorite, baryte).

L'ordre dans lequel se précipitent certains ensembles présente une importance essentielle et est étudié par la minéralogie et la

géochimie. Les minéraux utiles très précieux rattachés à des cassures tectoniques sont nombreux.

Les cassures tectoniques, en compliquant des structures plissées, peuvent influencer d'une autre façon l'accumulation de minéraux utiles. Ainsi, en sectionnant un gîte de pétrole se disposant au sommet d'un anticlinal, les failles peuvent contribuer à l'écoulement de

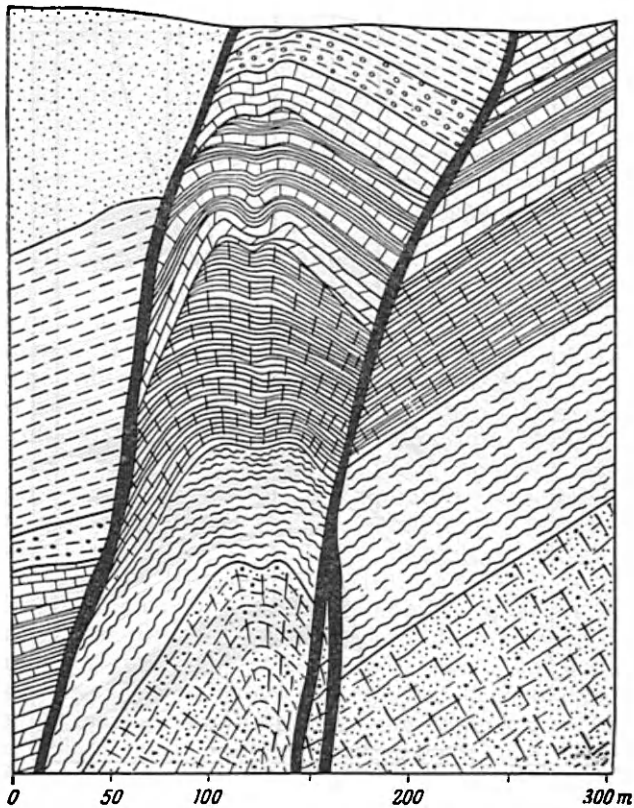


Fig. 217. Filons polymétalliques Johann-Friedrich, Harz, Allemagne, associés aux failles affectant les diverses roches sédimentaires d'âge dévonien (d'après E. Mayer, tiré de la monographie de V. Smirnov, 1954)

ce liquide. D'autre part, en créant ce qu'on appelle des pièges, les cassures peuvent permettre l'accumulation du pétrole dans les conditions, dans lesquelles il ne se rencontre pas généralement.

En fractionnant les gisements de minerais, de houille, etc., les cassures peuvent rendre leur exploitation plus difficile ou même provoquer la perte de tel ou tel banc, mais elles peuvent également

élever l'importance du gisement en doublant une série dans le cas d'une faille chevauchante, par exemple.

Pour montrer les rapports existant entre la répartition des éléments minéraux et le système des cassures tectoniques nous donnons la coupe (fig. 217) des filons polymétalliques de Johann-Friedrich (Harz, Allemagne), associés aux failles cassant les diverses roches sédimentaires d'âge dévonien (d'après E. Mayer, tiré de la monographie de V. Smirnov, 1954).

Ainsi, les déformations tectoniques, plis et cassures, sont une preuve importante à l'appui de la thèse de la mobilité de l'écorce terrestre. Elles présentent non seulement un intérêt du point de vue théorique, mais aussi pratique.

CHAPITRE 15

Mouvements oscillatoires (épéirogéniques) et leurs conséquences

Outre les mouvements générateurs de plis et de cassures qu'on désigne ordinairement sous le terme de *mouvements orogéniques* (*plissements*), on distingue les *mouvements oscillatoires* ou *épéirogéniques*. Etudions d'abord certains exemples de mouvements oscillatoires actuels et ensuite ceux qui se sont produits aux époques anciennes.

§ 1. Mouvements oscillatoires actuels

Pouzzoles est une petite ville très ancienne qui se trouve près de Naples, sur la côte du golfe du même nom. Il y a là les ruines du « temple de Sérapis » [1] (fig. 218) décrites non seulement dans de nombreux ouvrages historiques, mais aussi dans des manuels de géologie et de tectonique, et voici pourquoi. Le « temple » fut construit il y a deux mille ans. Un lent affaissement du sol conditionna son immersion, et il resta sous l'eau du XIIIe au XVIe siècle. Ses colonnes de marbre portent les traces de ce séjour dans l'eau : leur surface autrefois polie est toute sillonnée de trous ronds profonds percés par les *Lithodomi*, mollusques marins perforateurs (fig. 219). Le niveau maximal atteint par l'eau est nettement marqué par la limite entre la partie endommagée et celle qui est intacte (5,71 m au-dessus des dalles). Plus tard, le « temple » émergea, exhaussé par un soulèvement du sol ; en 1803, l'ingénieur La Vega indiquait avec regret que les fondations de l'édifice étaient recouvertes d'eau habitée par des Anophèles. En 1812, Bonucci signalait que le niveau élevé de l'eau ne permettait pas d'assécher le terrain. Sans doute le mouvement descendant recommençait. D'après le témoignage de Ch. Lyell, le niveau d'eau se trouvait à 1 pied[2] au-dessus de la base des colonnes. En 1878, l'eau atteignait une profondeur de 65 cm. Elle était de 1,53 m en 1913, de 2,05 en 1933. En 1954, G. Gorchkov, visitant Pouzzoles, a pu voir que l'eau se trouvait à 2,5 m au-dessus du plan d'appui des colonnes. Ces dernières années, le sol s'est donc

[1] La tradition veut que ce nom soit attribué à l'ancien marché municipal.
[2] 1 pied — mesure anglaise de longueur (0,3048 m).

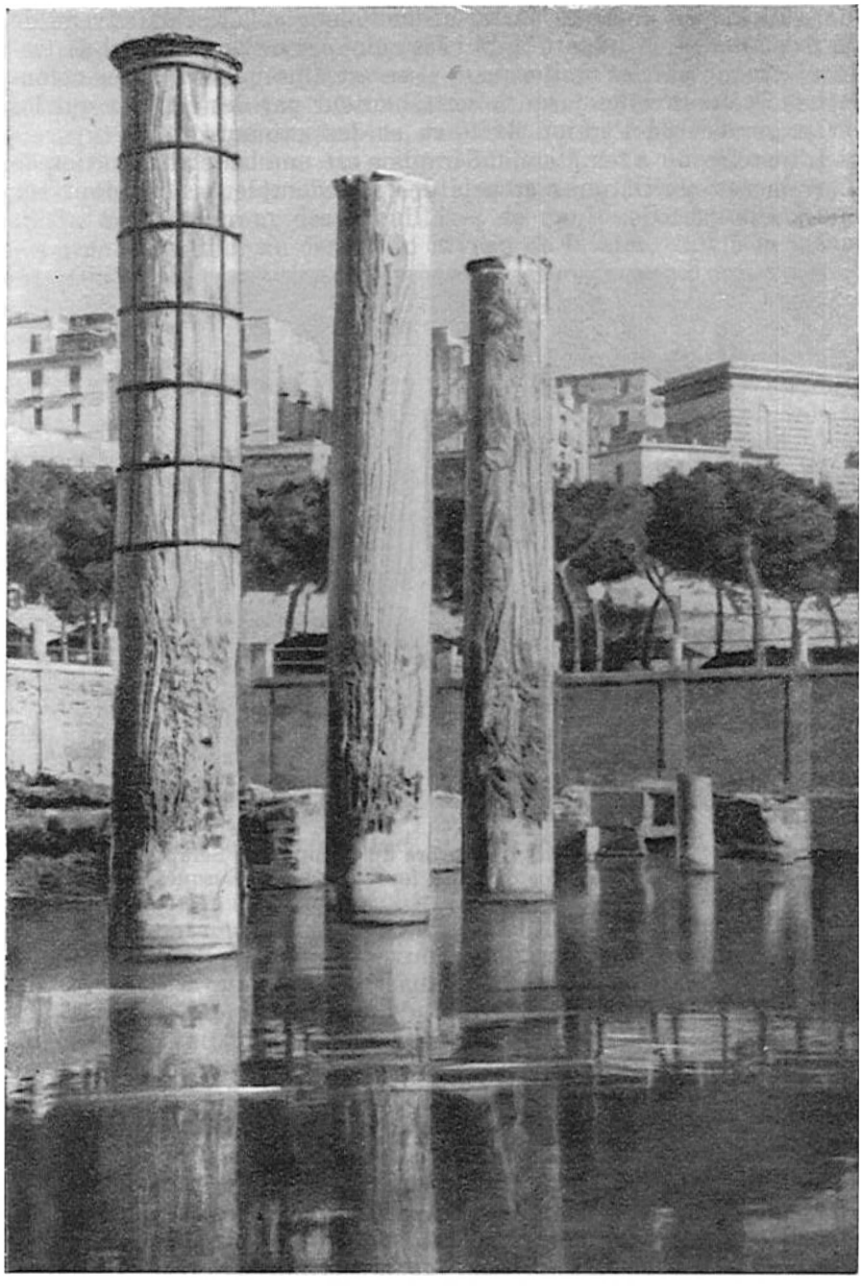


Fig. 218. Colonnes du « temple de Sérapis », Pouzzoles, Italie

abaissé à raison de 2 cm par an. Signalons que jusqu'au niveau de 3,5 m au-dessus du plan d'appui les colonnes ne portent pas de traces d'attaque par les mollusques ; il en est ainsi parce que les colonnes ont été ensevelies jusqu'à cette hauteur par des cendres qui les ont préservées de l'action de l'eau et des animaux.

L'histoire du « temple de Sérapis » est une belle illustration de mouvements oscillatoires actuels de faible ampleur s'étendant sur une courte période.

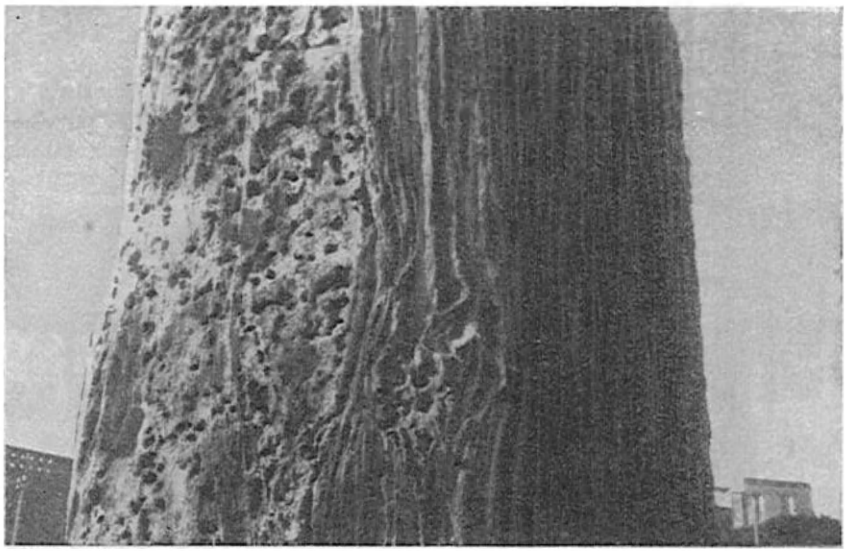


Fig. 219. Surface des colonnes de marbre du « temple de Sérapis » attaquée par l'eau de mer et percée de trous forés par les mollusques marins

De nombreux autres exemples peuvent être cités. Sous ce rapport, des travaux classiques ont été réalisés dans les pays scandinaves ; ils ont permis d'établir avec certitude que les régions attenant aux côtes septentrionales du golfe de Botnie éprouvent un soulèvement, se déroulant à la vitesse approximative de 1 cm par an. Ce fait est confirmé en particulier par l'apparition de presqu'îles là où récemment encore se trouvaient des îles et qui en ont même gardé le nom (sari : île ; holm : grande île).

Une autre preuve, de portée plus générale, est fournie par les *terrasses littorales* s'élevant jusqu'à 275 m au-dessus du niveau de la mer dans les parties centrales de la presqu'île scandinave et s'abaissant graduellement vers la mer sur la périphérie.

Les traces d'un niveau plus élevé de la mer sont ici tellement évidentes et universelles qu'après avoir visité la Scandinavie le

géologue allemand, Léopold Buch, pouvait écrire dès 1807 : «...depuis Fredriksberg en Norvège jusqu'à Abo (Turku) en Finlande, et peut-être jusqu'à Saint-Pétersbourg, tout le pays se soulève lentement et imperceptiblement... Le soulèvement de la Suède est plus fort que celui de la Norvège ; de plus, sa partie nord s'est élevée davantage que sa partie sud. » Au cours d'un voyage en Scandinavie, le grand géologue anglais Charles Lyell, auteur des *Principes de géologie* (1830), en découvrant des coquillages de mollusques actuels à une très grande hauteur au-dessus du niveau de la mer, vint à la même conclusion. Les recensements montrent que les terres qui se sont soulevées pendant les 10 000 dernières années sont habitées par 20% de la population scandinave.

L'étude des mouvements verticaux récents observés dans la partie soviétique du Bouclier Baltique (presqu'île de Kola, Karélie) aboutit à des conclusions identiques. La carte des isobases dressée pour cette région est basée sur l'étude des terrasses littorales. L'axe d'équilibre passe par la partie Nord-Est de la presqu'île puis, après l'avoir contournée, par le détroit de la mer Blanche. L'amplitude maximale de l'exhaussement est observée dans la partie Sud-Ouest de la presqu'île. Avec le temps, le soulèvement s'est ralenti ; aujourd'hui, les côtes Nord de la presqu'île de Kola sont presqu'à l'état stationnaire, alors que la côte orientale s'abaisse, ce que confirme l'évolution en estuaires des embouchures de fleuves et de ruisseaux et l'absence totale d'accumulation deltaïque. Dans la partie Sud-Ouest de la presqu'île on enregistre toujours des mouvements positifs (fig. 220).

Un phénomène également très connu est celui de la subsidence du littoral de la mer du Nord aux Pays-Bas et, en partie, en Belgique. Seules des digues protègent ces régions bordières contre l'immersion ; aussi leur bon état constitue un des plus grands soucis de la population.

L'étude de la structure géologique de la vallée de la Volga dans la région montagneuse des Jigouli donne un bel exemple de mouvements oscillatoires récents. A une époque relativement proche qui a précédé le Quaternaire, la région a subi une grande déformation, un bombement à grand rayon de courbure, qui souleva les calcaires carbonifères et les argiles jurassiques ; l'amplitude de la dénivellation verticale fut de 500 m ; le flanc nord du bombement forma la lèvre abaissée de la faille qui accidenta le bombement. En s'adaptant à son ancien profil d'équilibre, la Volga affouilla assez profondément les roches en place soulevées et élabora une vallée nouvelle qui, actuellement, se présente sous la forme d'un lit surcreusé dont la cote se trouve à 140 m au-dessous du niveau de la Caspienne. Un mouvement descendant se déclencha alors, et la Volga remblaya sa vallée de dépôts de 250 m d'épaisseur (jusqu'au niveau de la terrasse supérieure de la rive gauche). Un nouveau soulèvement du sol permit au fleuve de creuser, dans ses propres alluvions et partielle-

ment dans les roches en place de la rive droite, une nouvelle vallée dont le fond s'est trouvé à 180 m du niveau de la terrasse supérieure (60 m au-dessous du niveau actuel de la Caspienne). Par la suite, ce processus se reproduisit plusieurs fois : abaissement du sol et remblayage de la vallée par ses alluvions avec formation d'une seconde terrasse alluviale, soulèvement et approfondissement de la vallée jusqu'à la cote actuelle de —25 m, abaissement et remblayage de la vallée par des dépôts de la première terrasse alluviale (+40 m)

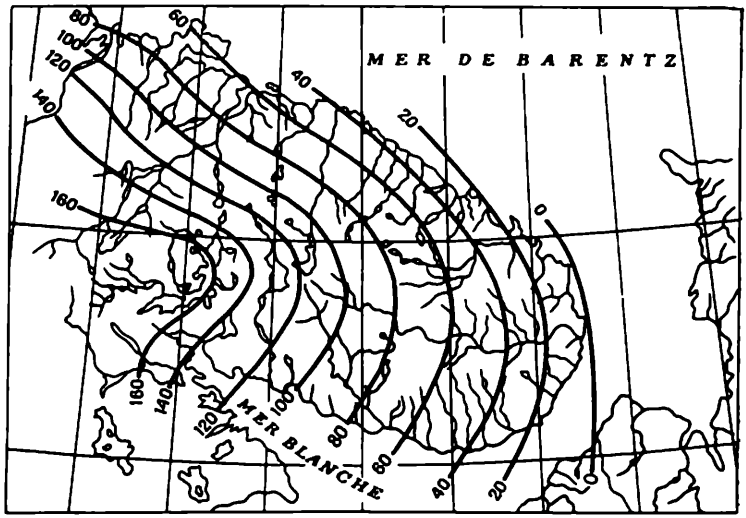


Fig. 220. Isobases montrant l'exhaussement postglaciaire de la presqu'île de Kola (d'après M. Lavrova, 1960)

et, enfin, creusement du lit actuel et accumulation des alluvions de la plaine alluviale (fig. 221, *A*). Cette évolution a été représentée graphiquement sur la fig. 221, *B*.

Voici encore un exemple. Sur toutes les cartes des côtes de la mer de Barentz établies avant la fin du XVIIIe siècle, la presqu'île actuelle de Kanine est représentée comme une île ; sur certaines cartes on a même écrit : « île Kanine », c'est le cas, par exemple, de la carte de S. Rémézov (*Esquisses de la Sibérie*, 1701) ou de l'*Atlas de la Russie* publié par l'Académie des Sciences en 1745. Ce n'est que depuis 1800 qu'on la représente comme une presqu'île dont les contours se rapprochent plus ou moins de sa forme actuelle. Il n'est pas aisé de savoir si c'est là une erreur des cartographes, ou si Kanine était réellement séparée du continent par un détroit. Etant donné que les Pomores russes (habitants du littoral septentrional de la Sibérie) connaissaient bien et de longue date la configuration des côtes du Nord de la Sibérie, il faut croire qu'il n'y a pas eu d'erreur

et que Kanine a été réellement l'objet d'un exhaussement rapide. Des phénomènes identiques ont été enregistrés avec certitude dans les régions voisines. Ainsi, la Nouvelle-Zemble est l'objet d'un soulèvement intense, et l'on peut y observer à des altitudes atteignant jusqu'à 400 m des traces laissées par le ressac. La transgression boréale a marqué partout les bassins de la Dvina du Nord, de la Pétchora, etc. ; ses traces se présentent sous forme de sédimentations

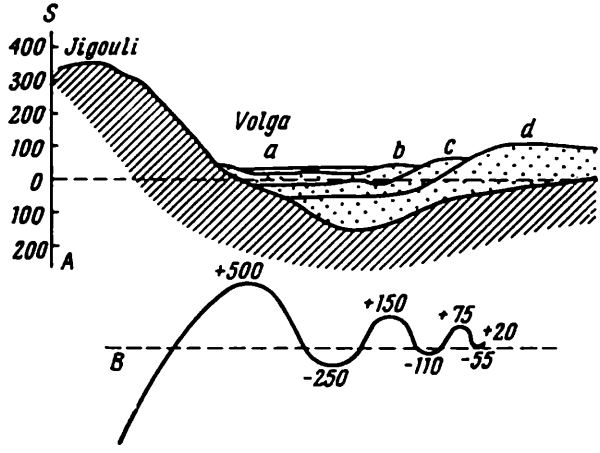


Fig. 221, *A*. Structure des dépôts alluviaux dans la vallée de la Volga près des monts Jigouli (coupe schématique) : *a* — plaine alluviale (dépôts de l'intervalle des cotes —10 et +25 m) ; *b* — terrasse alluviale (—15 à +40 m) ; *c* — deuxième terrasse alluviale (—50 à + 60 m) ; *d* — terrasse supérieure (—150 à +100 m).

B. Allure des mouvements oscillatoires récents intéressant la même région (d'après G. Gorchkov, sur la base des données de l'expédition séismique de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S., 1934)

laissées par les mers septentrionales qui recouvraient à une époque encore récente de vastes espaces du Nord de la partie européenne de l'U.R.S.S.

Sans s'attarder sur d'autres exemples, citons certains signes de soulèvement et d'abaissement du sol récents. Convenons de désigner sous le terme de mouvements récents ceux qui ont eu lieu pendant tout le Quaternaire et durant la fin du Néogène ; et sous celui de mouvements actuels, les mouvements qui se produisent maintenant, sous nos yeux (durant les temps historiques).

Les *soulèvements récents* sont décelés par les indices suivants :

terrasses littorales, cordons et encoches perchés au-dessus du niveau actuel de la mer (fig. 222) ;

extension de hauts fonds près de la côte, des côtes à « skjaers », des presqu'îles, de côtes d'accumulation ;

Fig. 222. Encoche d'érosion marine ancienne, se trouvant actuellement à 50 km de la mer. Environs de Houang-Tchéou, Chine

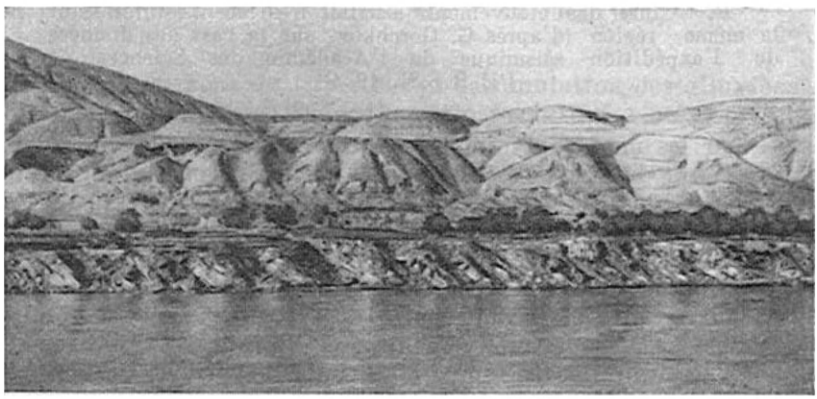


Fig. 223. Terrasses du Houang-Ho près de Lan-Tchéou, Chine

affleurements de dépôts marins loin du rivage;
terrasses fluviales (fig. 223); deltas;
anciennes surfaces d'abrasion et d'érosion fluviale soulevées au-dessus du niveau du terrain, parfois gauchies et disloquées;
récifs coralliens soulevés au-dessus du niveau de la mer;
données historiques et archéologiques.

Les *abaissements récents* sont signalés par les indices suivants:
relief d'érosion ennoyé par des eaux marines (terrasses, vallées fluviales, fjords, cañons);
estuaires, vallées de fleuves submergées, limans;
récifs coralliens ennoyés, se trouvant très au-dessous du niveau de la mer;
renseignements historiques et archéologiques.

Cette liste est loin d'être complète. C'est plutôt une illustration du tableau complexe résultant des mouvements verticaux récents.

§ 2. Mouvements du sol des périodes géologiques révolues

Le plus important des procédés d'étude des mouvements du sol des périodes révolues est celui de l'analyse de la *carotte stratigraphique*. Examinons par exemple une série de roches dans les environs de Moscou (voir chap. 2 et fig. 225).

A une profondeur de 1 650 m on a découvert ici (dans les trous de forage et par prospection géophysique) des roches cristallines précambriennes composant le soubassement de la Plate-forme russe. Le Cambrien, l'Ordovicien et le Silurien ne s'y manifestent pas. La série commence par des dépôts lagunaires de l'étage Jivetski (Dévonien moyen D_2) auxquels succèdent aussitôt des calcaires du Dévonien supérieur (D_3). La mer du Dévonien supérieur a connu une très large expansion, ce qui est une preuve de la *submersion* de vastes domaines de la Plate-forme russe.

Le Carbonifère inférieur (C_1) est de nouveau marqué par l'apparition de faciès littoraux, lagunaires et même de dépôts houillers continentaux dont fait partie le Bassin houiller des environs de Moscou. En d'autres termes, la Plate-forme a été l'objet de mouvements verticaux alternés très compliqués témoignant d'une tendance générale au *soulèvement*. Pendant le Carbonifère moyen (C_2) cette situation n'a pas varié, ce qu'attestent les grès littoraux et même des dépôts continentaux. Puis ont commencé des submersions sur une vaste échelle; des dépôts d'une mer qui s'est largement étendue se sont accumulés vers la fin du Carbonifère moyen et tout au long du Carbonifère supérieur (C_3); une diagenèse très longue les a transformés en calcaires qui affleurent en plusieurs points des environs de Moscou, notamment dans la vallée de la Pakhra, près des Gorki Léninskié et à Miatchkovo. Les calcaires ont fossilisé une riche faune de Brachiopodes, d'Oursins et de Crinoïdes, de Coraux et de Bryozoai-

res. Avec Æ Permien et les mouvements tectoniques du géosynclinal ■Ouralo-Sibérien (plissement hercynien), la Plate-forme russe a émergé «t les mers ont reculé pour une longue période ; pendant tout le Permien (P), le Trias (T) et le début du Jurassique (Jj — J2), cette région constituait une terre ferme où dominaient les processus d'altération et d'érosion de la surface. Le Jurassique supérieur (J3) fut le témoin d'une nouvelle *transgression* : en avançant du Sud et en se -conformant à l'abaissement de la Plate-forme, la mer recouvrit les régions centrales et, en rejoignant les eaux des mers septentrionales,

Fig. 221. Vue d'iiue carrière, près de Podolsk (région de Moscou). C.; — calcaires du Crétacé moyen ; J;, — argiles du Jurassique supérieur; Ap — moraine quaternaire

•elle forma une vaste étendue d'eau d'une superficie à peu près équivalente à celle atteinte au Carbonifère supérieur. Mais au lieu des calcaires, des argiles se déposèrent, argiles noires et plastiques, riches en faune (Bélemnites, Ammonites) et en matière organique, ou des sables marins également noirs. Au début du Crétacé (Crlt l'âge Néokomski), le régime marin s'est maintenu, marqué par la sédimentation des sables glauconifères ; mais dès l'âge suivant (l'Aptien) les conditions se modifièrent. Les sédiments, représentés par des sables blancs quartzeux avec parfois des empreintes de plantes, doivent être considérés comme des dépôts « littoraux-deltaïques » (B. Danchine, 1947). Bref, la *régression* commençait. Très tôt, au Crétacé supérieur (Cr2) s'est établi un *régime continental* qui dure encore de nos jours. La surface fut intensément affouillée par les rivières;

c'est pourquoi le Jurassique et le Crétacé ne se sont pas maintenus partout. Plus tard, au Quaternaire, la région connut une glaciation qui conditionna les dépôts morainiques (argiles à blocaux) et fluvio-glaciaires.

Dans les carrières sur la Pakhra (fig. 224) près de Podolsk (région de Moscou) on peut voir des calcaires du Crétacé moyen, des argiles noires du Jurassique supérieur et des moraines du Quaternaire, séparés par des lacunes prolongées dans la sédimentation.

Les mouvements du sol qui viennent d'être décrits peuvent être représentés schématiquement par un diagramme qui porte le nom

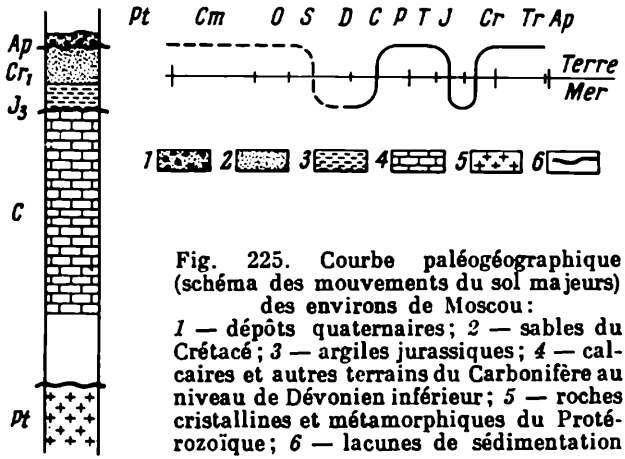


Fig. 225. Courbe paléogéographique (schéma des mouvements du sol majeurs) des environs de Moscou: *1* — dépôts quaternaires; *2* — sables du Crétacé; *3* — argiles jurassiques; *4* — calcaires et autres terrains du Carbonifère au niveau de Dévonien inférieur; *5* — roches cristallines et métamorphiques du Protérozoïque; *6* — lacunes de sédimentation

de *courbe paléogéographique* (fig. 225). Le trait plein au-dessus du zéro correspond au régime continental, celui d'en dessous au régime marin. Le caractère oscillatoire des mouvements verticaux de période de quelques dizaines de millions d'années est très marqué.

L'étude des séries stratigraphiques d'autres régions aboutit aux mêmes conclusions; partout on peut déceler les signes et les phases des mouvements du sol d'une intensité plus ou moins grande, d'une échelle variable qui ont laissé des traces sous forme de dépôts de tel ou tel faciès ou sont caractérisés par des lacunes dans la sédimentation.

La méthode stratigraphique de l'étude des mouvements du sol a été élaborée par A. Karpinski, le père de la géologie russe, qui l'appliqua très efficacement à l'analyse des structures et des mouvements de la Plate-forme russe. Il écrivait: « Les mouvements de l'écorce terrestre dans les limites de notre pays se sont manifestés durant les époques géologiques d'une façon régulière aux mêmes endroits et suivant des directions identiques. Ces mouvements n'avaient peut-être qu'un caractère local bien qu'ils concernaient une partie notable de la surface terrestre et se manifestaient

vraisemblablement d'une façon identique dans d'autres pays. Il ne fait cependant aucun doute qu'ils sont liés plus ou moins étroitement aux dislocations qui se sont produites en dehors de notre pays » (A. Karpinski, 1894).

§ 3. Quelques caractéristiques essentielles des mouvements oscillatoires du sol

Multiplicité des phases de mouvement. Le développement de l'écorce terrestre montre que de longues périodes *évolutives* de développement calme succèdent à des périodes « de *crises* », plus brèves et tourmentées, lorsque l'intensité de toutes les formes de mouvement augmente brusquement: plissements, cassures, phénomènes magmatiques, etc. Les périodes calmes se caractérisent, d'autre part, par une tendance à l'affaissement de vastes espaces, ce qui conditionne une sédimentation épaisse au faciès marin. Les périodes de crises, dites d'orogenèse, s'accompagnent de soulèvement d'abord des zones mobiles, plissées, puis des aires plus stables comme les plates-formes ; elles aboutissent à l'arrêt de la sédimentation et la prépondérance de processus d'érosion. On distingue plusieurs phases de recrudescence d'efforts tectoniques : les phases Calédonienne, Hercynienne et Alpine qui correspondent successivement au Silurien, au Permien et au début du Trias, au Tertiaire et au Quaternaire. Quant à la durée absolue de chaque période géologique, on peut dire que les mouvements de cette amplitude s'étendent sur environ 150 000 000 d'années. Les mouvements d'une telle durée correspondent à la formation ou à la non-formation de systèmes ou de sous-systèmes, c'est-à-dire de sédimentations de séries correspondantes.

Sur le fond de ces mouvements se développent des mouvements oscillatoires de période plus courte, correspondant à la formation (ou à la non-formation) de séries de l'ordre de l'étage, mouvements dont la durée est de quelques millions d'années et qui à leur tour servent de fond à des mouvements correspondant aux couches stratigraphiques de moindre épaisseur dont la durée de formation est estimée à des centaines ou à des dizaines de milliers d'années. Parfois, on dégage même des périodes de quelques centaines d'années, et l'on va même jusqu'à attribuer aux mouvements oscillatoires du sol la stratification caractéristique des couches sédimentaires. Certes, il est difficile sous ce rapport d'isoler l'action du facteur tectonique de l'ensemble des modifications de l'environnement physico-géographique, en particulier de celle du climat ; pourtant, ces mouvements oscillatoires jouent là aussi un certain rôle. Parmi les dépôts liés aux mouvements verticaux de faible amplitude, il faut nommer le *flysch*, ensemble de dépôts le plus souvent terrigènes qui se distinguent par une alternance régulière de certaines roches dans le sens vertical. Ainsi, dans le Caucase du Sud-Est le flysch du Crétacé supérieur et du Paléogène (Cr_2 — Pg) est caractérisé par la succession de couches

de conglomérat, de grès calcaire, de calcaire détritique, de marne et d'argile dont la série se reproduit dans le même ordre tous les 0,5 à 2 m. La série de Tauride en Crimée (T_3 — J_1) se distingue aussi par la succession régulière des couches de grès et de schiste argileux dont la couche accumulée pendant un cycle a 30 cm d'épaisseur et qui correspond également à la notion de flysch. L'accumulation des couches dont l'épaisseur est de plusieurs kilomètres s'est déroulée dans des conditions de mouvements oscillatoires incessants de faible amplitude et à courte période.

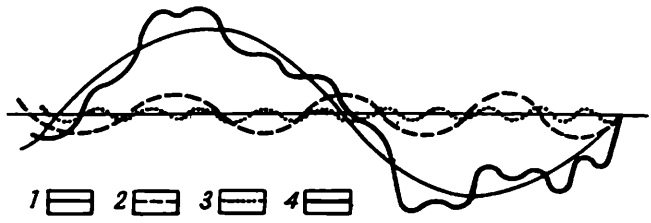


Fig. 226. Interférence des mouvements de périodes diverses: *1* — mouvements majeurs; *2* — mouvements secondaires; *3* — mouvements du troisième ordre; *4* — courbe résultant de l'interférence des mouvements

Ainsi, il s'avère qu'en règle générale, l'écorce terrestre est soumise à des mouvements oscillatoires aux périodes les plus diverses; aux longues périodes se superposent des périodes plus courtes, interférant les unes avec les autres et formant un ensemble très compliqué. A chaque moment, la résultante de ces mouvements peut être la plus inattendue. L'interférence de ces mouvements de périodes diverses peut être représentée sous forme de courbe (fig. 226).

Large extension des mouvements oscillatoires. Ils se manifestent partout, mais varient quant à la vitesse et au signe du mouvement. Il doit exister une dépendance entre la durée du mouvement du signe donné et son aire d'extension. Les mouvements des grandes périodes qui s'étalent sur des millions d'années concernent d'immenses domaines de l'échelle des continents ou des zones plissées. Les mouvements d'une période plus brève affectent des éléments structuraux de moindres dimensions, et la différenciation peut dans ce cas être très grande. Il est possible qu'il y ait là un procédé d'analyse des particularités des structures tectoniques isolées au sein desquelles il est difficile de différencier les mouvements oscillatoires des mouvements d'autres types. De toute façon, les mouvements oscillatoires intéressent de vastes étendues, ils sont universels, c'est ce qui les distingue des mouvements de plissement qui sont très localisés.

La réversibilité des mouvements oscillatoires est une propriété importante qui découle de leur nature même. Elle indique que le mouvement change de signe: le soulèvement en un point donné se

modifie avec le temps en un abaissement et de telles variations de signe se répètent de nombreuses fois. Nous avons déjà examiné des exemples. Il ne faut pas croire que chaque cycle de mouvements contraires soit la réplique du précédent. Les événements se déroulent chaque fois d'une façon différente, se compliquent, acquièrent des traits nouveaux ; la réversibilité du phénomène entretient justement cette reprise chaque fois renouvelée de la sédimentation et de l'érosion.

La réversibilité est une propriété importante qui distingue les mouvements oscillatoires des mouvements par plissements.

Les mouvements oscillatoires ne sont pas accompagnés de plissements en faisceaux ou de failles. En effet, en général les mouvements oscillatoires sont étrangers à la formation des dislocations ordinaires, plis ou cassures, et c'est ce qui les distingue des mouvements orogéniques. Mais ceci n'est pas rigoureusement toujours exact. D'abord, le gauchissement de la croûte provoqué par un soulèvement ou un abaissement peut être interprété comme un pli à faible pendage et à grands rayons. L'évolution de plis de ce genre, celui par exemple du bombement du Bouclier Baltique, s'accompagne de la formation de dislocations par cassure qui constituent parfois tout un système compliqué de failles peu profondes s'entrecoupant dans plusieurs directions ; ces failles trouvent leur réplique dans le relief et peuvent même engendrer de faibles tremblements de terre (région d'Oslo en Norvège ou Finlande).

D'autre part, les structures en blocs que nous décrirons au chapitre 20, § 2, dont les mouvements s'effectuent suivant les plans de failles qui les délimitent, peuvent être considérées comme une forme transitoire entre les structures créées par les mouvements oscillatoires ordinaires et celles formées dans les régions géosynclinales et résultant des plissements. Certes, les dislocations de ce genre se distinguent de celles que l'on rencontre dans les zones plissées et il faut croire qu'en réalité les mouvements oscillatoires ne conduisent pas à la formation de plissements en faisceaux et des grandes cassures tectoniques qui les accompagnent, se caractérisant par des dénivellations importantes des lèvres.

Mouvements oscillatoires du sol et épaisseur des couches sédimentaires. La périodicité des mouvements oscillatoires n'entrave pas une puissante sédimentation. L'accumulation des sédiments suit la marche suivante. La première partie du cycle est caractérisée par la tendance de l'aire donnée à la subsidence. Si l'on prend par exemple le Bassin du Donetz, cette partie du cycle date de la fin du Dévonien et du Carbonifère. Le Bassin se remplit de dépôts, mais à mesure que ceux-ci s'accumulent, son fond s'abaisse et sa profondeur n'éprouve pas de grands changements. Les conditions physico-géographiques se maintiennent dans une certaine mesure et l'accumulation se poursuit. La profondeur de l'abaissement correspond à peu près à l'épaisseur des dépôts accumulés. Sur ce fond général

des mouvements d'ordres supérieurs conditionnent la stratification des couches, les changements de faciès, peut-être même des lacunes stratigraphiques, mais dans l'ensemble, le processus de subsidence continue et des masses énormes de sédiments s'accumulent. Pour le Bassin du Donetz leur épaisseur atteint plusieurs kilomètres (8-10).

La variation dans le sens du mouvement provoque l'érosion d'une partie des dépôts. L'absence de roches sédimentaires paléozoïques à la surface du Massif cristallin de l'Ukraine, du Bouclier

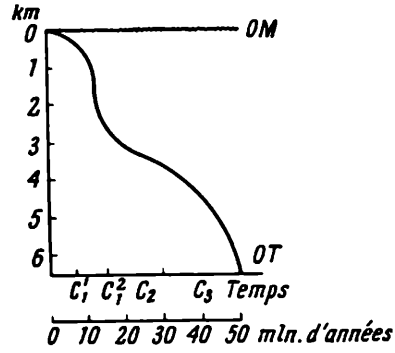


Fig. 227. Diagramme montrant les mouvements oscillatoires affectant le Bassin du Donetz pendant le Carbonifère: *OM* — expression géomorphologique des mouvements oscillatoires; *OT* — trajectoire réelle du point observé, c'est-à-dire la représentation graphique des phénomènes tectoniques (d'après V. Bélooussov)

Baltique ou des Boucliers Anabarski et Aldanski en Sibérie, s'explique peut-être par le fait que ces massifs ont été totalement démantelés. Or, dans d'autres régions (la plus grande partie de la Plate-forme russe, l'Oural, etc.) les énormes couches sédimentaires accumulées durant la subsidence se maintiennent, n'étant affectées que partiellement par l'érosion.

Si l'on représente par un graphique la trajectoire parcourue par un point de l'écorce dans le Bassin du Donetz pendant le grand laps de temps que constitue le Carbonifère, elle prendra l'allure de la fig. 227. La courbe *OM* est l'expression géomorphologique des mouvements oscillatoires, c'est-à-dire de la position réelle du secteur où, à un moment donné, s'accumulent les dépôts ou se déroulent les processus de démantèlement; la courbe *OT* est la trajectoire réelle d'un certain point choisi arbitrairement dans l'écorce terrestre (ce point se trouvant à la surface au moment origine); en d'autres termes, la courbe *OT* est l'expression des phénomènes tectoniques eux-mêmes.

Dans l'étude des mouvements oscillatoires du sol l'analyse de l'*épaisseur* des couches joue un rôle capital. L'épaisseur globale

d'une série correspond généralement à la profondeur de l'abaissement du domaine dans les limites duquel se sont accumulées les couches. C'est pourquoi les cartes *isopaques*, c'est-à-dire les cartes *qui montrent les variations dans l'espace de l'épaisseur d'une série donnée*, reflètent dans une certaine mesure l'effet global des mouvements verticaux

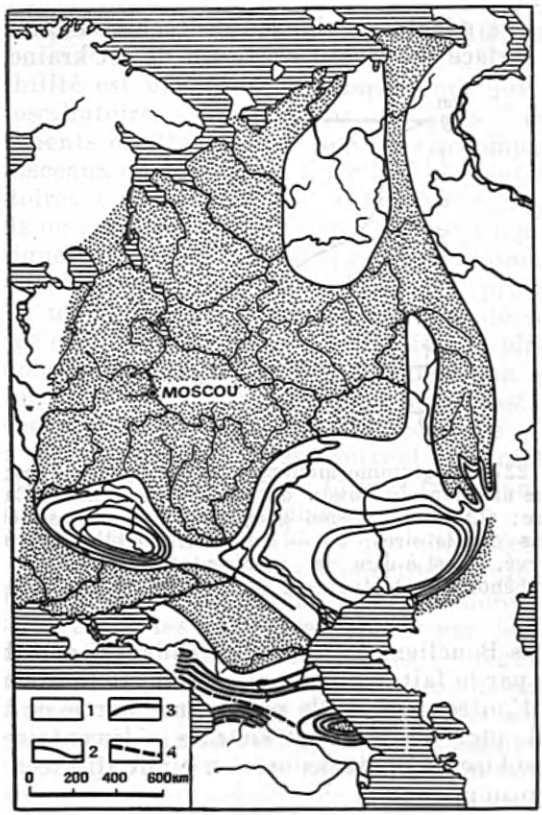


Fig. 228. Carte isopaque (lignes d'égales épaisseurs) du Jurassique moyen pour la partie européenne de l'U.R.S.S.: *1* — régions d'épaisseur zéro; *2* — espacement des isopaques 50 m; *3* — espacement des isopaques 500 m; *4* — dislocations importantes (nappes de charriage) (d'après V. Bélooussov et A. Ronov)

qui correspondent à la période de l'accumulation. Voici, en guise d'exemple, la carte isopaque du Jurassique moyen pour la partie européenne de l'U.R.S.S. (fig. 228). On voit que l'abaissement a pris une plus grande ampleur dans les régions du Grand Caucase, c'est pourquoi les couches sédimentaires y sont les plus épaisses (faciès terrigène).

La méthode de l'analyse des épaisseurs et de leur rapport avec les mouvements oscillatoires a été élaborée par V. Bélooussov qui l'utilisa lors de l'étude des mouvements de la Plate-forme russe et du Caucase. A. Ronov a proposé de la compléter par le procédé du *calcul des volumes* des dépôts dans le but de caractériser (si l'on connaît l'origine du matériel évacué) l'ampleur des soulèvements dans les régions voisines du domaine de subsidence.

L'étude des épaisseurs permet d'aborder le problème de la vitesse des mouvements verticaux. Si l'on connaît l'épaisseur des dépôts accumulés durant un intervalle de temps connu, c'est-à-dire la profondeur de la subsidence, et le temps absolu de l'accumulation, il n'est pas difficile de calculer la vitesse moyenne de l'abaissement, en mètres par million d'années par exemple. Les résultats de tels calculs, exécutés par A. Ronov, montrent que pour la Plate-forme russe, l'Oural et le Grand Caucase, cette vitesse varie ordinairement entre 0 et 100 m par million d'années.

L'étude des faciès est aussi très importante. La répartition géographique des faciès aux époques révolues, leur glissement dans tel ou tel sens, le remplacement dans le sens vertical de certains faciès par d'autres constituent autant de témoignages de la modification de l'environnement physico-géographique qui peut être liée aux mouvements oscillatoires du sol.

Mouvements oscillatoires du sol et reconstructions paléogéographiques. L'étude des mouvements oscillatoires est d'un grand intérêt pour la connaissance de l'histoire de la Terre, car ces mouvements constituent le maillon décisif de la chaîne compliquée des divers phénomènes géologiques. Ils sont très étroitement liés aux mouvements de plissements et aux cassures tectoniques, ils conditionnent dans une grande mesure les péripéties des transgressions et des régressions marines, les modifications dans les contours des mers et des continents, l'allure et l'intensité de la sédimentation et de l'érosion, etc. Bref, les mouvements oscillatoires sont la clé des reconstructions paléogéographiques, ils permettent de mieux comprendre l'environnement physico-géographique des temps révolus et de relier génétiquement plusieurs événements géologiques.

L'analyse des épaisseurs des couches sédimentaires est un outil très important de la recherche scientifique dans la branche géologique s'occupant des mouvements oscillatoires, mais le rôle de l'étude des faciès est tout aussi grand, car elle complète et précise les thèses que l'analyse des épaisseurs permet de formuler. L'étude des faciès, en révélant tous les détails du processus de sédimentation et des conditions physico-géographiques aux époques révolues, constitue le maillon essentiel des nombreuses recherches géotectoniques.

En somme, l'étude de tous les aspects des roches sédimentaires par l'analyse des épaisseurs et des faciès permet de dresser une *carte paléogéographique* qui constitue le document fondamental enregistrant tout ce que nous savons sur l'histoire géologique en général,

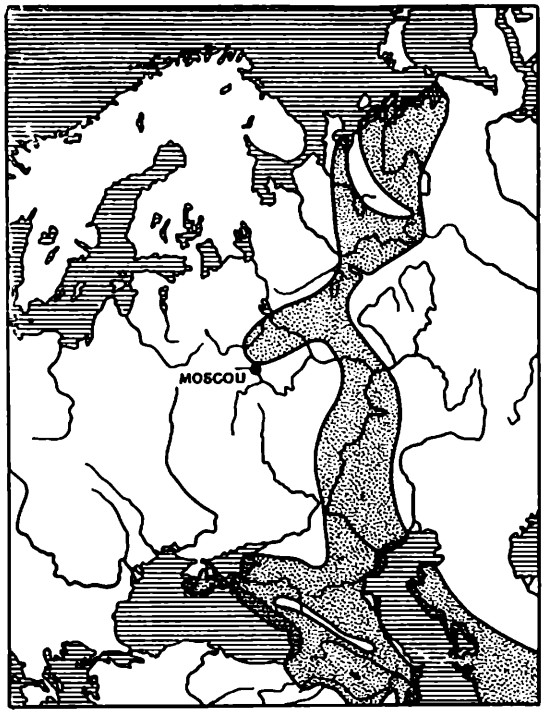


Fig. 229. Carte paléogéographique de la Plateforme russe correspondant au Crétacé inférieur établie par A. Karpinski en 1884 (le secteur en pointillé indique les régions recouvertes par la mer)

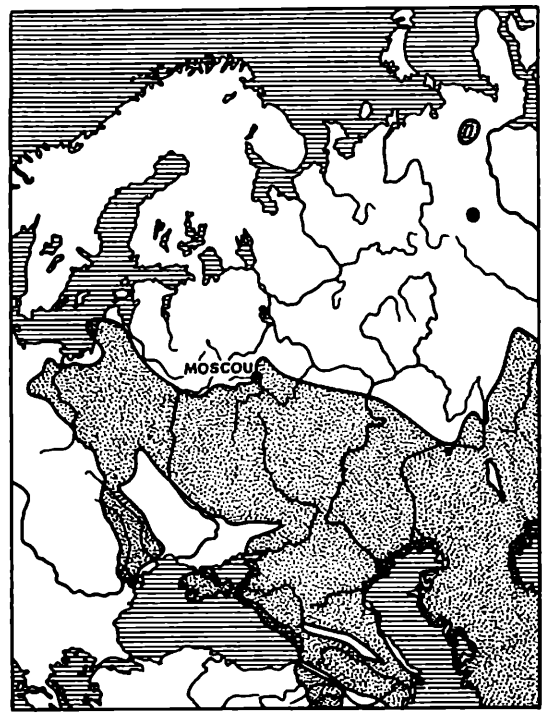


Fig. 230. Carte paléogéographique de la Plateforme russe correspondant au Crétacé supérieur, établie par A. Karpinski en 1884 (le secteur en pointillé indique les régions recouvertes par la mer)

sur les tendances et l'ampleur des phénomènes géologiques les plus divers.

A. Karpinski contribua beaucoup à l'étude des mouvements oscillatoires. Il analysa l'évolution de la Plate-forme russe à l'aide des cartes paléogéographiques dressées pour chaque période ou époque et il détermina le rôle et les particularités des mouvements oscillatoires du sol. Les fig. 229 et 230 représentent deux cartes (Crétacé inférieur et Crétacé supérieur), établies par A. Karpinski en 1884. L'étude de telles cartes et celle des séries stratigraphiques, l'analyse des épaisseurs des roches sédimentaires, des faciès et de tous les autres éléments concernant leur genèse, la confrontation des séries sur des espaces très vastes, tels sont les procédés d'analyse paléogéographique qui permettent de reconstituer le milieu physico-géographique des époques révolues et d'aborder ainsi l'étude des mouvements oscillatoires du sol.

§ 4. Notions de néotectonique

L'étude des mouvements oscillatoires actuels a montré que pratiquement la croûte terrestre subit partout des déformations. Visiblement, il n'existe pas de secteurs où les mouvements oscillatoires plus ou moins intenses ne se manifestent pas actuellement. Il a été établi que de nos jours on peut observer non seulement des mouvements oscillatoires mais des plissements du sol. Ces derniers se manifestent par des mouvements différentiels de la croûte terrestre, par l'accentuation des plis et le mouvement de blocs suivant les failles, par des inclinaisons et des ploiements de la surface de la Terre, etc.

Dans un de ses ouvrages, l'académicien V. Obroutchev a souligné l'importance de ces mouvements jeunes et a proposé de les désigner par le terme de mouvements *néotectoniques*. Voici la classification de ces mouvements d'après leur âge:

— *mouvements alpins* qui correspondent à la période allant du Crétacé à nos jours;

— *mouvements récents* englobant le Pliocène (c'est-à-dire la deuxième moitié du Néogène), le Quaternaire et se poursuivant jusqu'à nos jours (mouvements néotectoniques proprement dits) et

— *mouvements actuels* qui se déroulent à l'époque actuelle, c'est-à-dire sous nos yeux.

Divers signes sont révélateurs de mouvements récents. En voici quelques-uns:

— *Cassures tectoniques* qui affectent la sédimentation quaternaire. En guise d'exemple on peut citer le faisceau de failles chevauchantes d'âge quaternaire sur les piémonts septentrionaux de la chaîne Nan-tchang dans la région Yumyn-Gaetaï (Chine). Le Tertiaire et même le Mésozoïque sont en contact ici avec les galets quaternaires datant de Ap_2 (fig. 231). Un autre exemple est fourni par la faille

de la Ferghana méridionale dans la vallée de la Sokh, bien visible sur les photographies aériennes (fig. 232).

— *Plissements* affectant les dépôts quaternaires.

— *Terrasses* littorales et fluviales (voir fig. 223), dont l'existence est à elle seule un signe d'activité des mouvements récents, activité d'autant plus évidente si ces terrasses sont déformées. Elles peuvent être plissées en formant des anticlinaux très ouverts, ou bien être inclinées et cassées par des failles. Parfois, on découvre facilement

Fig. 231. Faille chevauchante quaternaire dans les environs de Yuï-Myn, au Nord des avant-monts de la crête de Richthoffen (Nan-tchang), Chine. Les grès rouges tertiaires chevauchent les galets quaternaires

des discordances entre les terrasses vers l'amont de la vallée (*spectre* des terrasses). Ces faits témoignent d'un soulèvement relativement rapide du secteur correspondant à l'amont de la rivière.

— *Pénéplaines* ou *surfaces d'érosion* et *d'abrasion*, soulevées, plissées ou cassées par des failles. Comme exemples on peut citer le plateau du Tibet soulevé à une grande altitude mais faiblement déformé, et le plateau Chan en Birmanie qui a été soulevé et faillé.

— Divers accidents du *profil longitudinal des vallées fluviales*: profil en gradins de la rivière, présence de secteurs antécédents, de rapides, de chutes.

— Certaines particularités du *profil transversal des vallées fluviales*: transformation du profil en auge alluviale en profil en U

(auge simple) puis en V (gorge) ; encaissement des vallées actuelles dans des vallées plus anciennes.

— Certaines particularités du *réseau hydrographique* : asymétrie, déviation des rivières du même côté, détours brusques dans le but de contourner des soulèvements actifs.

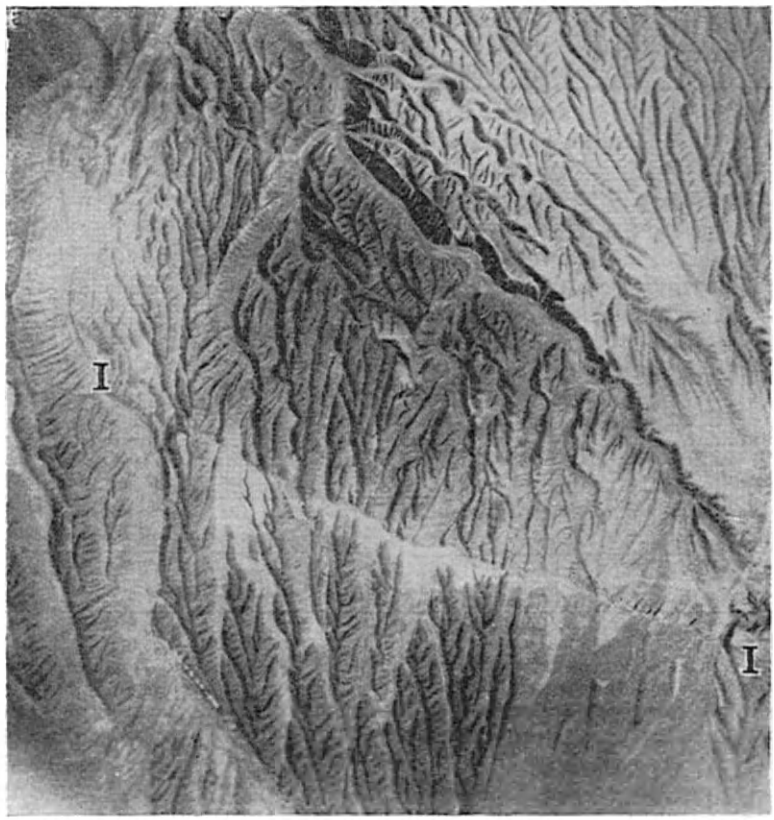


Fig. 232. Cassure tectonique d'âge quaternaire. Ligne I — I : escarpement de faille correspondant à la cassure. Les taches blanches représentent les takyrs formés devant l'escarpement (d'après K. Kourdioukov, 1951)

— *Lacs* d'origine tectonique, tels les lacs Téletskoïé (Altaï), Khoubsougoul-dalaï (Mongolie), Balaton (Hongrie), Koukou-nor (Chine), Baïkal (Sibérie).

L'activité des mouvements récents peut également être décelée par des *volcans* portant des traces d'éruptions récentes et possédant des appareils éruptifs intacts, ainsi que par des *tremblements de terre* et les déformations du sol qu'ils provoquent : failles et escarpements

encore jeunes, éboulements, glissements, barrages sur les rivières, etc. Chaque indice pris isolément ne donne pas encore une idée suffisante de l'intensité et de la nature des mouvements, mais si les indices sont multiples, l'ensemble des observations permet de tirer des conclusions assez précises.

Certains signes géologiques, géomorphologiques et géophysiques permettent de définir assez facilement les mouvements récents s'ils se manifestent à la surface. Mais le problème se complique quand

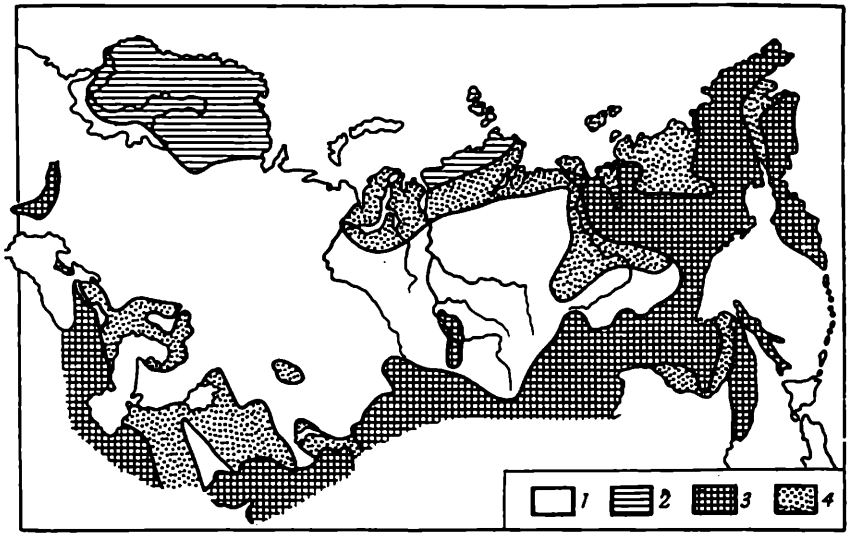


Fig. 233. Représentation schématique des mouvements verticaux récents observés sur le territoire de l'U.R.S.S. (d'après N. Nikolaïev):
1 — région des mouvements verticaux très faibles; *2* — régions de mouvements épéirogéniques; *3* — régions à prédominance de soulèvements géosynclinaux pour la plupart de très grande amplitude, avec des dénivellations verticales importantes; *4* — régions à prédominance d'affaissements intenses ou faibles

ces mouvements se déroulent à une grande profondeur et ne se répercutent pas en surface d'une façon suffisamment évidente. Les procédés géologiques et géomorphologiques perdent dans ce cas leur efficacité et seule la méthode géophysique garde toute sa signification.

De toute façon, les mouvements récents jouent un rôle important dans l'élaboration de la structure actuelle de l'écorce terrestre, ainsi que dans celle du relief superficiel et la composition de la sédimentation récente. Leur étude a un intérêt non seulement théorique mais pratique, car elle permet de résoudre divers problèmes de la géologie technique, de la construction routière et de l'urbanisme.

Indiquons, en guise de conclusion, que ces dernières années un grand effort a été fourni en Union Soviétique pour mieux étudier les

mouvements récents. De nombreux savants ont travaillé à l'établissement de la carte générale des mouvements néotectoniques en U.R.S.S. Sa révision technique a été réalisée par N. Nikolaïev et S. Choultz. Cette carte a été publiée en 1960 à l'échelle 1 : 5 000 000. La fig. 233 donne une représentation schématique de la néotectonique de l'U.R.S.S. d'après la carte de N. Nikolaïev de 1947.

§ 5. Méthodes d'étude des mouvements récents

La théorie des mouvements oscillatoires du sol récents connaît ces dernières années un essor rapide et s'enrichit de nouvelles méthodes d'analyse théorique et de prospection. N. Nikolaïev a publié en 1949 une liste de ces méthodes. Elles peuvent être classées en deux groupes : méthodes *quantitatives* et méthodes *qualitatives*. Les premières permettent de donner une expression chiffrée des mouvements observés. On y range les méthodes astronomiques, géodésiques, hydrologiques et enfin géophysiques dont le rôle est prépondérant (notamment des branches telles que la séismologie, la gravimétrie et la géodésie).

La méthode séismique. Les tremblements de terre indiquent avec une grande précision l'intensité des mouvements tectoniques actuels ; c'est pourquoi les données sur la répartition des foyers de séismes, sur leur force, etc., peuvent contribuer à l'étude des divers mouvements tectoniques, y compris des mouvements oscillatoires. Les plissements intenses étant en général accompagnés de mouvements oscillatoires du sol également très forts, il est possible d'utiliser la méthode séismique sur une échelle assez vaste.

Les foyers de séismes se rencontrent dans des régions de structures tectoniques actives, caractérisées par des soulèvements et des affaissements différentiels, des réseaux de failles encore actives, des changements brutaux de la direction des jeunes structures plissées, etc. Donc, l'intensité et la répartition des tremblements de terre permettent de juger de la force et de la distribution des mouvements tectoniques, y compris des mouvements oscillatoires, car ces derniers constituent une des formes des mouvements de l'écorce terrestre atteignant une force particulière là où les déformations par plissements sont les plus actives.

La méthode de mesure des inclinaisons de la surface terrestre. La surface de la Terre subit des déformations du fait des mouvements affectant la croûte qui se manifestent en particulier par des inclinaisons. Celles-ci peuvent être mesurées à l'aide d'appareils appelés *inclinomètres*.

Les inclinaisons peuvent résulter de certains phénomènes périodiques, notamment des attractions lunaires et solaires, ou bien des mouvements séculaires, plissements ou mouvements oscillatoires du sol. Les inclinaisons du sol présentent un intérêt particulier dans les régions à tectonique active, car leur mesure permet alors, du moins théoriquement, de suivre l'accroissement des anticlinaux, etc.

Les méthodes géodésiques. La géodésie fournit aux tectoniciens des procédés de mesure des déformations de la surface terrestre tels que la triangulation et le nivellement ; des triangulations ou des nivellements répétés aux mêmes endroits permettent de procéder à une estimation de la grandeur absolue du déplacement qui a eu lieu au cours d'une période de temps donnée. Dans maints cas, des mesures géodésiques répétées ont fourni des renseignements précieux, surtout dans les régions affectées par de forts séismes. La fig. 234

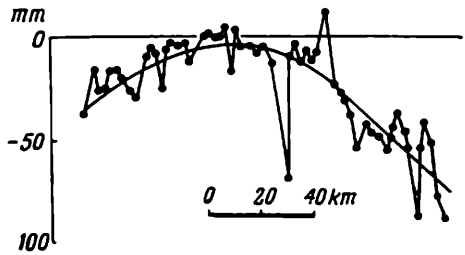


Fig. 234. Profil obtenu après nivellement à travers la principale île du Japon, témoignant d'une courbure anticlinale de l'île (1896—1928) (N. Nikolaïev, 1949)

représente le profil obtenu après nivellements répétés à travers la principale île du Japon. Ce profil témoigne d'une courbure anticlinale de l'île se déroulant actuellement.

Les méthodes astronomiques. L'astronomie nous renseigne avec précision sur la latitude et la longitude, c'est-à-dire sur les coordonnées géographiques d'un lieu. Si la précision des déterminations est suffisamment grande, on peut espérer pouvoir fixer dans quelle mesure la position du lieu donné s'est modifiée sous l'action des mouvements de l'écorce terrestre. Certes, il s'agit dans ce cas non pas de mouvements verticaux, mais horizontaux. Actuellement, la précision des observations atteint presque la limite au-delà de laquelle il devient possible d'enregistrer les déplacements horizontaux d'origine tectonique. Les chiffres dont on dispose se rapportent à des déplacements de l'ordre de dizaines de mètres, de mètres et même de fractions de mètre, mais les calculs ne sont pas absolument sûrs.

Les *méthodes hydrologiques* sont très répandues et donnent des résultats certains. Elles consistent à mesurer le niveau des mers et des lacs. Ce niveau peut changer soit par suite de l'accroissement ou de la diminution du volume d'eau (fonte des glaciers, action météorologique), soit sous l'effet de mouvements du sol.

Sous ce rapport, il convient de distinguer les mouvements *eustatiques* du niveau de la mer qui ne sont pas dus à la tectonique, et les mouvements régionaux qui sont le plus souvent liés aux déformations (soulèvements ou abaissements) de la croûte terrestre.

Les méthodes *qualitatives* comprennent les méthodes orographique, bathymétrique, géomorphologique, historique et archéologique, biogéographique et géologique.

La *méthode orographique* consiste en étude de la répartition des dénivellations qui permet de déterminer les règles de cette répartition en liaison avec les mouvements tectoniques.

La *méthode bathymétrique* est la mise en évidence des mouvements de la croûte au fond des mers et des océans par l'analyse de la structure du fond ou par des mesures répétées de la profondeur.

Les *méthodes géomorphologiques* ont acquis ces dernières années une importance particulière. Elles sont basées sur une étude minutieuse du relief et la recherche d'indices témoignant du rôle des mouvements de la croûte terrestre dans l'élaboration du relief. On y range l'étude de la morphologie du fond marin, des anciennes lignes côtières des cuvettes marines, des terrasses littorales, l'étude de toutes les particularités des vallées fluviales, surtout de leurs terrasses, des deltas, des cônes de déjection, des formes des vallées fluviales, de l'aspect du réseau hydrographique, etc.

On peut dire que le relief de la Terre résulte de l'action commune des forces endogènes (mouvements oscillatoires, plissements, etc.) et exogènes (érosion, accumulation). Désignons les premiers par la notation T (tectonique) et les seconds par E (érosion). Parfois, les forces exogènes dominent (par exemple lorsque l'érosion n'arrive pas à user les secteurs qui se soulèvent), et $T > E$: des montagnes apparaissent. Lorsque $T = E$, des plateaux ou des plaines soulevées se forment. Enfin, si $T < E$, on assiste à l'élaboration de pénéplaines ou de plaines de remblaiement. Chaque cas nécessite une étude spéciale, car il faut tenir compte de tous les aspects du phénomène : sédimentation dans les aires en subsidence, faciès des dépôts, etc.

Les méthodes géologiques. Elles comprennent l'étude des faciès des coupes verticales des sédiments récents, la confrontation des cartes paléographiques, l'étude des épaisseurs des dépôts, des plissements et des failles affectant les dépôts quaternaires. Dans certains cas, les indices des mouvements récents sont très significatifs.

Les *méthodes historiques* et *archéologiques* étudient les témoignages des chroniques, les cartes anciennes ou les documents archéologiques suggérant des mouvements récents (modifications du contour des côtes, etc.).

Les *méthodes biogéographiques* sont basées sur l'étude des particularités de la distribution de la faune et de la flore qui ne peuvent être expliquées que par l'intervention de phénomènes endogènes.

Le relief de la Terre, le réseau hydrographique actuel et ancien, les faciès, l'épaisseur et les autres caractéristiques des dépôts détritiques récents, l'évolution des structures néotectoniques, constituent les divers éléments d'un tout géologique. Ce n'est qu'après leur étude, complétée par celle d'autres facteurs, qu'on pourra aboutir à des conclusions sur la nature des mouvements néotectoniques.

CHAPITRE 16

Tremblements de terre

On donne le nom de *tremblement de terre ou séisme à tout mouvement de la surface terrestre ayant pour origine des causes naturelles.* Il existe des pays où les tremblements de terre sont fréquents et très puissants. Un des plus violents séismes enregistrés ces derniers temps a provoqué de grandes destructions à Achkhabad, capitale de la R.S.S. de Turkménie. Donnons-en une description détaillée.

§ 1. Le séisme d'Achkhabad du 6 octobre 1948

La terre s'est mise à trembler dans la nuit du 5 au 6 octobre, sans aucun signe précurseur évident. L'*épicentre* du séisme, c'est-à-dire le point où les secousses souterraines étaient les plus fortes, se trouvait à 25 km au Sud-Est de la ville. Etudions plus en detail les manifestations et les effets de ce tremblement de terre.

A la surface, du fait de secousses très fortes, apparurent de nombreuses dislocations. On remarquait tout d'abord des *crevasses* de dimensions plus ou moins grandes. Certaines d'entre elles s'allongeaient sur des centaines de mètres, coupant des collines et des vallées suivant des directions sans rapport avec la topographie du lieu. C'est le long de ces cassures que se produisirent des dénivellations de masses qui atteignirent parfois un mètre. La lèvre affaissée était généralement celle du Nord (fig. 235). D'autres crevasses passaient par les sommets des collines (adyrs) en longeant les lignes de partage des eaux. On aurait dit que les collines se disséquaient en deux, les lèvres des crevasses s'écartant l'une de l'autre. D'autres crevasses encore passaient au pied des collines, séparant les roches en place des alluvions qui remblayaient les vallées. Enfin, plusieurs crevasses disposées d'une façon désordonnée coupaient les dépôts des plaines alluviales ou provoquaient des glissements et des éboulements sur les versants. Parfois, les eaux remontaient des crevasses et rejetaient du sable et de l'argile ; il en résultait une série de volcans de boue miniatures formant une chaîne le long des crevasses.

En général, toutes les crevasses se groupaient sur une bande de terrain relativement étroite s'étendant de l'Est-Sud-Est vers l'Ouest-Nord-Ouest, le long du pied de la chaîne du Kopet-Dag, c'est-à-dire

de la Grande faille chevauchante du Kopet-Dag, mais plus au Nord.

Parmi les autres déformations, on remarquait surtout des *éboulements* sur les versants abrupts des vallées, des *glissements* sur les terrains alluviaux humides des terrasses et des *éboulis* sur les versants, des collines formées de limon lœssique d'origine déluviale, etc.

Le séisme endommagea de nombreux édifices et plusieurs agglomérations furent détruites. Au voisinage de l'épicentre, aucun

Fig. 235. Séisme d'Achkhabad de 1948. Crevasses affectant la surface du sol dans la zone de l'épicentre; 10 degrés

immeuble ne fut épargné. La localité de Karagaoudan fut particulièrement éprouvée. Presque toutes les maisons d'Achkhabad s'écroulèrent ou furent endommagées (fig. 236). Les maisons sans étage construites en matériaux bruts se désagrégèrent brique par brique, le mortier d'argile qui les liait n'ayant pas tenu dans la plupart des cas. Les toitures d'argile plates et lourdes ne préservèrent pas les bâtiments. Les grands immeubles construits dans les dernières années résistèrent mieux. Les bâtiments solides ou édifiés selon les règles de construction *aséismique* furent épargnés (Musée local, Banque d'Etat, construits avant la Révolution, ou bâtiments de la fabrique de textile et tours de béton armé de l'élévateur, de construction relativement récente).

Dans les grandes villes modernes, les tremblements de terre provoquent généralement des incendies. A Achkhabad, ceux-ci furent rares, car la ville ne compte pas de maisons de bois et parce que la catastrophe se produisit la nuit, alors que le feu dans les poêles était éteint.

Dans les environs de la ville de nombreuses localités furent détruites. L'étude des destructions permit d'établir la force des ébranlements en chaque point considéré et de dresser une carte du tremblement de terre, *cartes isoséistes*, lignes joignant les points où les secousses ressenties sont de même force (fig. 237).

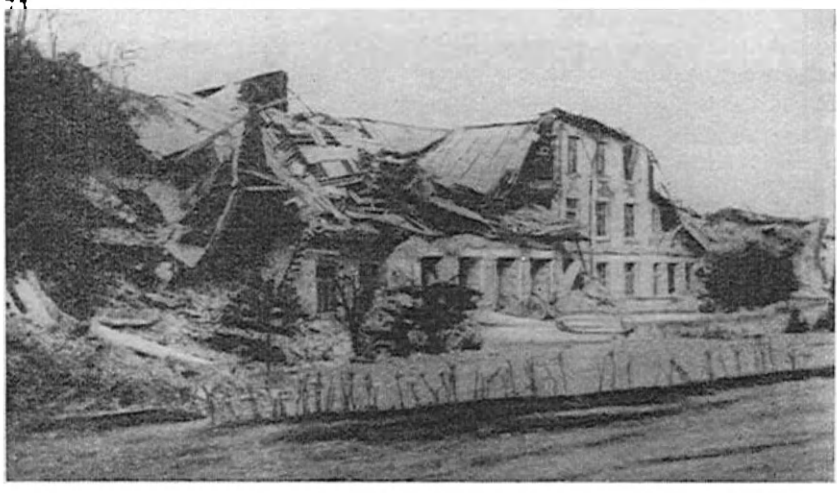


Fig. 236. Séisme d'Achkhabad de 1948. Bâtiment de l'ancien Institut pédagogique. 9 degrés

D'après le témoignage des habitants et les données des stations séismiques, la zone de l'épicentre fut affectée pendant les premières secondes par des chocs saccadés dirigés de bas en haut. Puis les mouvements, tout en restant aussi puissants, devinrent plus réguliers; ils achevèrent la destruction des édifices déjà ébranlés par les premières secousses.

Le gouvernement de l'U.R.S.S. et des républiques sœurs apportèrent d'urgence l'aide nécessaire à la ville sinistrée. Dès les premiers jours le désordre fut enrayé, le ravitaillement fut organisé et l'on amena aliments, vêtements et matériaux de construction. On évacua les victimes et l'on organisa une aide médicale. Dans les années qui suivirent, la ville s'édifia d'après un nouveau plan tenant compte des règles de construction aséismique. De nos jours, Achkhabad a repris sa place parmi les villes les plus confortables et les plus belles de l'Asie centrale.

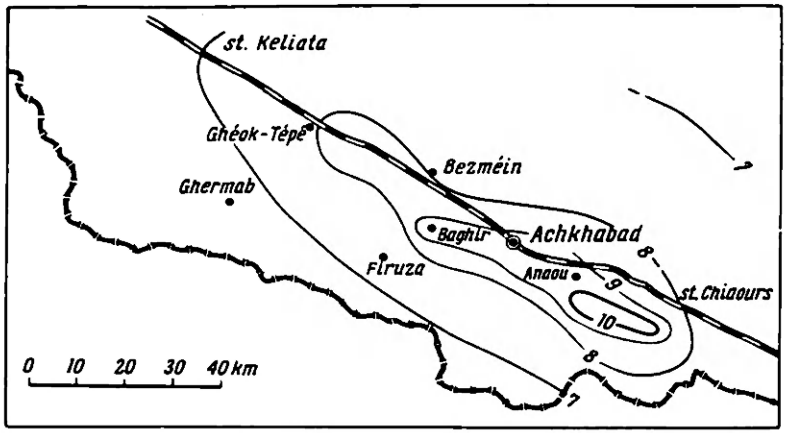


Fig. 237. Séisme d'Achkhabad de 1948. Carte isoséiste (établie par G. Gorchkov)

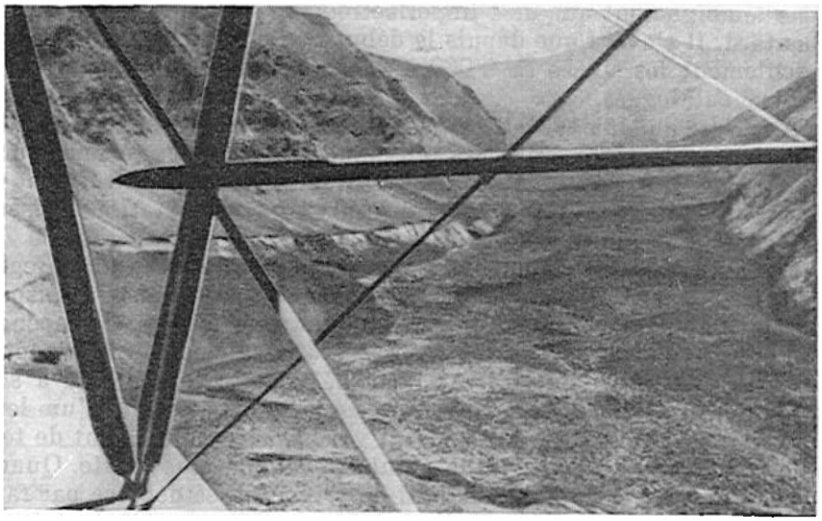


Fig. 238. Tremblement de terre de Khaït (1949). Glissement provoqué par un séisme dans la vallée de la Khingoou

Le tremblement de terre d'Achkhabad et les *impulsions itératives*, qui se firent sentir pendant plusieurs années, ont été étudiés en détail par un réseau spécial de stations séismiques de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S. On a établi ainsi la répartition des *foyers* des répliques séismiques, ainsi que le milieu géologique ayant provoqué l'impulsion principale (voir ci-dessous).

Sur le territoire correspondant à l'Union Soviétique, des tremblements de terre destructeurs ont été plusieurs fois enregistrés. En Asie centrale, ceux de Verny (1887), d'Andijan (1902), de Karatag (1907), Kéminskoïé (1911), de Tchatkal (1946) (fig. 251), de Khaït (1949) (fig. 238) ; en Turkménie, ceux de Krasnovodsk (1895), d'Achkhabad (1929), de Kazandjik (1946) ; dans le Caucase, ceux de Chemakha (1902), de Léninakan (1926), de Zanghézour (1931) ; dans la région du Baïkal, Koudarinskoïé (1862), Moïndinskoïé (1950), Mouïskoïé (1957), se révélèrent particulièrement destructifs.

§ 2. Fréquence des séismes

Le *Catalogue des tremblements de terre de l'Empire russe*, établi par A. Orlov et I. Mouchkétov, parut en 1893. Il décrit 2 574 séismes enregistrés entre 596 avant n. è. et 1888, c'est-à-dire durant deux millénaires et demi; ceci correspond à peu près à un tremblement de terre par an. Certes, ces chiffres étaient loin de refléter la réalité et ne témoignaient que de l'imperfection des anciennes statistiques. Plus tard, il s'avéra que depuis le début de notre ère, dans le Caucase seulement les signes de 2 000 à 3 000 tremblements de terre ont pu être catalogués.

A mesure que la population augmente et que le nombre des établissements scientifiques croît, les renseignements sur les séismes enregistrés dans les régions séismiques du Sud de l'U.R.S.S. affluent en plus grande quantité. Ils sont fournis surtout par les stations séismiques en croissance rapide et qui sont aujourd'hui au nombre de 70.

Ces stations sont dotées de *séismographes*, appareils qui enregistrent les signaux provenant des tremblements de terre. Un séismographe comporte une masse métallique rattachée à un bâti suspendu à un ressort, masse qui peut se déplacer verticalement et horizontalement. Un léger levier lui est rattaché portant une pointe à son extrémité, qui trace une ligne sur un tambour animé d'un lent mouvement de rotation. Lorsqu'il n'y a pas de tremblement de terre, le système est immobile et la pointe trace une ligne droite. Quand le sol commence à trembler, le bâti de l'appareil se déplace par rapport à la masse, celle-ci retardant dans son mouvement du fait de l'inertie. Le levier se déplace aussi, et la pointe trace une ligne sinusoïdale reproduisant à une échelle amplifiée les mouvements des particules du sol. Cet enregistrement s'appelle *séismogramme*.

Il existe un grand nombre de séismographes qui diffèrent quant à leur construction. L'un des mieux conçus a été proposé en 1906 par

le savant russe B. Golitsyne. De très bons appareils ont été conçus ces dernières années par P. Nikiforov, G. Gambourtsev, D. Kimos (fig. 239) et D. Kharine. L'enregistrement sur les appareils modernes se fait en utilisant du papier photographique et un système galvanométrique d'inscription. Le déchiffrement des séismogrammes permet non seulement de constater l'existence d'un tremblement, mais

Fig. 239. Séismographe de D. Kimos

aussi de localiser son épicentre et son foyer, d'évaluer son énergie, de déceler la nature des mouvements des masses à son foyer, etc.

Les stations séismiques régionales de l'Asie centrale soviétique ont permis d'enregistrer plus de 400 séismes dès la première année de leur fonctionnement régulier (1929), et plus de 5 000, de 1929 à 1940 (tableau 18).

Tableau 18

Nombre des séismes enregistrés en Asie centrale de 1929 à 1940 (d'après E. Rozova, 1947)

Année	Nombre des séismes	Année	Nombre des séismes	Année	Nombre îles séismes	Année	Nombre des séismes
1929	**433**	**1932**	**379**	**1935**	**41G**	**1938**	**446**
1930	**442**	**1933**	**271**	**193G**	**393**	**1939**	**614**
1931	**420**	**1934**	**335**	**1937**	**396**	**1940**	**552**

Actuellement, avec le perfectionnement accru des appareils et un réseau de stations très serré, on enregistre sur le même territoire plus de 1 000 tremblements de terre par an (fig. 247). Cinq stations

séismiques du Caucase, de 1933 à 1938, ont fait état d'environ 1 000 séismes locaux. En 10 ans de fonctionnement, quatre stations de Crimée ont détecté 700 tremblements de terre locaux. Chaque année, les stations séismiques permettent d'enregistrer à travers le globe plusieurs centaines de milliers de chocs souterrains ressentis par l'homme. Les séismologues américains B. Gutenberg et C. Richter écrivent dans leur monographie *Seismity of the Hearth* (1948): « Chaque année on enregistre un tremblement de terre de nature catastrophique, environ 100 tremblements de terre pouvant être considérés comme destructeurs et près d'un million de secousses ressenties dans un lieu habité .»

Ainsi, un séisme n'est pas un phénomène très rare.

Force des chocs souterrains. Jusqu'à ces derniers temps, la force d'un tremblement de terre (*F*) n'était appréciée qu'à l'aide des observations visuelles, c'est-à-dire en confrontant en divers lieux les destructions et autres manifestations des chocs souterrains. Dans ce but, on a établi de nombreuses « échelles d'intensité » (échelles séismiques). La plus ancienne est due à Giacomo Gastaldi, cartographe du Piémont (Italie), et elle date de 1564. Parmi les plus connues notons celle de l'Italien M. Rossi et du Suisse F. Forel (1883) et celle de G. Mercalli — A. Cancani — A. Sieberg (1912). Ces échelles classent les tremblements de terre suivant 10 (dans le premier cas) et 12 (dans le deuxième) degrés, d'après leurs effets destructeurs sur les édifices ou la nature des déformations du sol.

L'échelle adoptée en U.R.S.S. jusqu'à ces derniers temps était de 12 degrés; elle fut homologuée par le Comité national de standardisation en tant que document officiel obligatoire lors des observations effectuées sur le territoire de l'U.R.S.S. En 1952, un nouveau système fut proposé: celui de l'Institut de Physique du Globe de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S. (S. Medvédev) qui fut officiellement mis en vigueur le 1er janvier 1953 en devenant ainsi norme nationale. L'évaluation de l'intensité du tremblement de terre s'effectue suivant trois critères:

1) les effets destructeurs *sur les édifices*;

2) les effets *sur les terrains* et les changements de régime subis par les eaux souterraines et superficielles;

3) les autres indices.

Passons rapidement en revue ces trois critères.

1. Immeubles et édifices

Degrés	1-4	— dommages inexistants;
»	5-6	— dommages légers;
»	7	— dommages sensibles;
»	8	— sérieux dommages, dans la plupart des immeubles on trouve des victimes parmi les habitants;
»	9	— destruction d'édifices, routes endommagées, nombreuses victimes;

Degrés 10 — destructions très importantes, remblais et digues endommagés, tuyaux de conduite brisés, rails des chemins de fer recourbés; tours, cheminées et monuments s'écroulent. Nombreuses victimes;
» 11-12 — catastrophe; destruction de tous les œuvres humaines.

2. Effets sur les terrains et changement du régime des eaux souterraines et superficielles

Degrés 1-3 — pas de déformations de terrain;
» 4-6 — fissures dans le sol; parfois chute de rochers;
» 7 — nombreuses fissures surtout en terrain humide; glissements; régime des sources modifié;
» 8 — crevasses perceptibles dans le sol; nombreux éboulements et glissements; l'eau des nappes d'eau devient trouble;
» 9-10 — crevasses larges de plusieurs décimètres; nombreux éboulements et glissements; rivières obstruées;
» 11-12 — relief fortement modifié; éboulis, glissements, éboulements puissants; modification du régime des eaux souterraines et superficielles. Changement du lit de rivières, formation de lacs.

3. Autres indices

Degrés 1-2 — secousses à peine perceptibles;
» 3-4 — secousses ressenties par de nombreux observateurs, vibrations d'objets extérieurs;
» 5-6 — chute de la vaisselle, des livres; déplacement des meubles; nombreuses personnes effrayées sortant des habitations;
» 7-8 — écroulement de certains meubles; difficulté de se tenir debout;
» 9-10 — meubles se renversant et se brisant; arbres s'abattant; animaux pris de panique;
» 11 — destruction des biens mobiliers sous les débris des bâtiments;
» 12 — catastrophe; une partie importante de la population périt sous les édifices écroulés; les plantes et les animaux périssent du fait des glissements et des éboulements dans les régions montagneuses.

Comme on le voit, l'intensité des chocs est évaluée sur la base d'indices assez incertains; d'autre part, le sens physique de la notion de degré n'est pas suffisamment précisé. Mais l'échelle est pratique et son utilisation permet de comparer les séismes.

Pour fixer les idées, indiquons que le tremblement de terre observé au Tian-Chan le 4 janvier 1911 (séisme Kéminskoïé) doit être évalué à 12 degrés, car dans la zone de l'épicentre la surface terrestre fut déformée sur de grandes étendues. Le séisme d'Achkhabad (1948) atteignit 10 degrés à son épicentre et 9 dans la ville. L'intensité du tremblement de terre qui affecta la Crimée en 1927 fut de 7 à 8 degrés. Les mouvements du sol qui se propagèrent jusqu'à Moscou (très rares il est vrai) ne dépassèrent jamais 3 ou 4 degrés.

Pour préciser la notion de « degré » on a tenté à plusieurs reprises de lui donner une caractéristique physique. Ainsi, le séismologue italien Adolfo Cancani proposa en 1904 d'associer chaque degré de l'échelle d'intensité à une certaine valeur de l'accélération maxi-

male des particules du sol acquise pendant le séisme. Des ouvrages spécialisés citent d'autres propositions identiques. Les séismologues ont longtemps recouru à la notion d'accélération séismique maximale, exprimée soit en mm/s², soit en fractions de g, accélération de la pesanteur ($g = 981$ cm/s²). Sous le terme d'accélération on comprend la grandeur α donnant l'accélération du mouvement du sol durant un tremblement de terre ; elle est déterminée par la formule :

$$\alpha = \frac{4\pi^2 a}{T^2},$$

où a est l'amplitude des mouvements, T la période des oscillations (tableau 19). Mais la grandeur α est difficile à établir, même aux instruments, car les mouvements séismiques du sol sont très compliqués. D'autre part, l'intensité de l'effet extérieur dépend non seulement de l'accélération, mais aussi de l'amplitude des mouvements du sol, du rapport entre la période de ces oscillations du sol et la période propre des oscillations des édifices. C'est pourquoi la correspondance entre l'échelle des accélérations et l'intensité des séismes n'est qu'approximative.

S. Medvédev a proposé de déterminer la force des tremblements de terre à l'aide d'un séismomètre de sa fabrication dont la pièce maîtresse est un pendule sphérique élastique, dont la période d'amortissement des oscillations ($T = 0{,}25$ s) est presque égale à celle des édifices ordinaires. La force du tremblement de terre est donc indiquée par le déplacement relatif maximal x_0 de ce pendule provoqué par les mouvements du sol. La grandeur x_0 est évaluée de façon à ce qu'elle corresponde aux degrés de l'échelle empirique ordinaire.

Tableau 19

Echelle séismique

Nature du séisme	F	α	g	x_0
Instrumental	1	2,5	0,0002	—
Très léger	2	2,6-5,0	0,0005	—
Léger	3	6-10	0,001	—
Moyen	4	11-25	0,002	0,5
Assez fort	5	26-50	0,005	0,5-1,0
Fort	6	51-100	0,01	1,1-2,0
Très fort	7	101-250	0,02	2,1-4,0
Ruineux	8	251-500	0,05	4,1-8,0
Désastreux	9	501-1000	0,10	8,1-16,0
Très désastreux	10	1001-2500	0,25	16,1-32,0
Catastrophe	11	2501-5000	0,50	>32,0
Grande catastrophe	12	>5000	0,50	—

Le tableau 19 indique l'intensité d'un tremblement de terre en degrés (F), les accélérations des particules du sol correspondant à cette force en mm/s^2 (α) et en fractions de l'accélération de la pesanteur (g), ainsi que le déplacement maximal du pendule du séismomètre (x_0 en mm).

§ 3. Energie et magnitude des tremblements de terre

Quand on évalue la force d'un tremblement de terre à l'aide de l'échelle séismique, les erreurs sont inévitables, car l'appréciation dépend pour beaucoup de facteurs subjectifs, de descriptions imprécises, de particularités locales, etc. C'est pourquoi on s'efforce depuis longtemps d'obtenir une information quantitative plus précise. Une tentative de ce genre a été entreprise par B. Gutenberg et C. Richter qui ont élaboré une *échelle des intensités* liée à l'énergie des séismes et qui porte le nom d'*échelle absolue*. Ces auteurs ont proposé de remplacer la notion de force ou d'intensité par celle de *magnitude* qui est fonction de l'amplitude maximale de déplacement des particules du sol, déduite de la lecture des séismographes placés à une distance conventionnelle de 100 km de l'épicentre. Pour plus de commodité on définit la magnitude M non pas comme l'amplitude maximale du déplacement, mais comme son logarithme. Dans cette échelle, aux plus faibles séismes correspond la magnitude 0, et aux plus forts, la magnitude 9.

Cette échelle présente l'intérêt de lier par une formule simple la magnitude à l'*énergie* développée au foyer. L'énergie s'accumule au sein de la Terre longtemps avant le début du séisme, les tensions élastiques s'accroissent, et quand elles dépassent la charge de rupture des roches, c'est-à-dire quand les roches ne sont plus capables de résister aux efforts extérieurs et commencent à se désagréger, il se produit un déplacement des masses presque instantané, une rupture, une fragmentation des roches, un ébranlement souterrain. L'énergie potentielle qui s'est accumulée se libère, se transforme en énergie cinétique et cette quantité d'énergie peut être mesurée.

L'énergie des tremblements de terre E est mesurée en ergs [1]. On peut la calculer par divers procédés. Une des premières formules est due à B. Golitsyne:

$$E = \pi^2 \rho V \left(\frac{a}{T}\right)^2,$$

où V est la vitesse de propagation des ondes séismiques, ρ la densité des couches supérieures de la Terre, a l'amplitude du déplacement, T la période des oscillations.

Les observations montrent que l'énergie varie de 10^{10} (magnitude 1) à 10^{26} (magnitude 9) ergs. Une magnitude supérieure à 9 est impos-

[1] 1 erg = 1 dyne/cm.

sible, car la résistance des roches s'oppose alors à l'accumulation de l'énergie. Le même facteur conditionne la limite inférieure de E.

Pour illustrer ces chiffres, signalons qu'un tremblement de terre destructeur libère une énergie des millions de fois supérieure à celle d'une bombe atomique « standard ». Tel fut le séisme du 15 août 1950 en Assam (Inde), l'un des plus forts tremblements de terre observés. Depuis 1900 on n'a enregistré aucune secousse de magnitude supérieure à 8,5. On peut supposer seulement que le célèbre séisme de Lisbonne (1755) qui intéressa la moitié de l'Europe, atteignit la magnitude évaluée à 9 (fig. 248).

Ainsi, la magnitude qui se manifeste à la surface par des secousses dépend surtout de l'énergie libérée au foyer. A chaque degré de l'échelle « absolue » correspond une quantité bien déterminée d'énergie séismique. Il est admis que lorsque la magnitude augmente de 0,5 fois, le séisme voit son énergie décupler, ce qui signifie que l'énergie du séisme le plus destructeur (magnitude 8,5) est de 10^{17} fois supérieure à celle du séisme le plus faible (magnitude 1).

D'autre part, il s'avère que la magnitude des séismes est en rapport direct avec la *fréquence* des secousses. Une augmentation de la magnitude d'une unité réduit de 10 fois le nombre des ébranlements correspondants.

Enfin, la magnitude M et l'intensité F exprimée en degrés de l'échelle empirique (pour les tremblements de terre dont les foyers sont peu profonds) sont liées par la formule approchée :

$$M = 1{,}3 + 0{,}6F.$$

Actuellement, certains chercheurs groupent les séismes en plusieurs *classes* : *a*, *b*, *c*, *d* et *e* (suivant la magnitude).

On peut donc établir le tableau où toutes les données mentionnées plus haut sont liées par des formules (le tableau 20 ne donne que des valeurs approximatives). Comme on le voit au tableau 20, les séismes de magnitude évaluée à 5 sont 10 fois plus fréquents que

Tableau 20

Force (intensité), magnitude, énergie et fréquence des séismes

Nature du séisme	Classe	Force en degrés	Magnitude, M	Energie, E (en ergs)	Nombre de séismes par an
Catastrophique	*a*	11-12	8 et plus	10^{25}	1
Très dévastateur	*b*	9-11	7-7,9	10^{23}	10
Dévastateur	*c*	7-9	6-6,9	10^{21}	100
Destructions limitées	*d*	6-7	5-5,9	10^{19}	1 000
Assez faible	*e*	5-6	4-4,9	10^{17}	10 000
Perceptible	—	4-5	3-3,9	10^{15}	100 000

ceux de magnitude 6 eux-mêmes 10 fois plus fréquents que ceux de magnitude 7, etc. Le tableau 20 montre également que la totalité des séismes faibles libère une énergie infime par rapport à celle des tremblements de terre dévastateurs, bien que ceux-ci soient beaucoup moins fréquents.

Ainsi, l'énergie d'un tremblement de terre de magnitude 8,5 étant de 10^{25} ergs, l'énergie séismique moyenne de la Terre est annuellement de $3 \cdot 10^{25}$ ergs (ce qui correspond à une puissance de 10 erg/s, c'est-à-dire de 10^7 kW). L'énergie de tous les séismes de magnitude 3 ou 3,9 vaut environ 10^{20} ergs, ce qui correspond à moins de 0,00001 de l'énergie séismique de la Terre. Donc, l'accumulation des tensions conditionnant les séismes dévastateurs ne dépend pas de l'énergie développée par les tremblements de terre faibles. Autrement dit, les séismes faibles ne jouent pas le rôle de « soupape de sûreté », bien qu'ils contribuent, dans une certaine mesure, à la détente des tensions tectoniques.

Dans le tableau 21 on a indiqué l'énergie de quelques derniers séismes dévastateurs.

Tableau 21

Energie de quelques séismes

Séisme	Date	Energie (en ergs)
Lisbonne	1.XI 1755	$7 \cdot 10^{27}$
San Francisco (U.S.A.)	18.VI 1906	$2 \cdot 10^{24}$
Sarez (Pamir)	18.II 1911	$4{,}3 \cdot 10^{23}$
Los Angeles (U.S.A.)	10.III 1933	$1 \cdot 10^{18}$
Khaït (Tadjikistan)	10.VII 1949	$5 \cdot 10^{24}$
Assam (Inde)	15.VIII 1950	$3 \cdot 10^{27}$
Céphalonie (Grèce)	12.VIII 1953	$6 \cdot 10^{24}$
Orléansville (Algérie)	9.IX 1954	$1 \cdot 10^{24}$
Agadir (Maroc)	1.III 1960	$1 \cdot 10^{20}$

La caractéristique énergétique des tremblements de terre est un indice important du régime séismique d'une région donnée. Il faut croire que dans l'avenir la notion d'énergie servira au fondement de nombreuses hypothèses dans le domaine de la séismologie et de la géotectonique.

§ 4. Zone de propagation des ondes séismiques

Lors d'un tremblement de terre le foyer émet des ondes élastiques qui se propagent à une grande vitesse dans toutes les directions. Quand elles atteignent la surface terrestre, elles sont ressenties par

les hommes avec une intensité plus ou moins grande. On appelle *zone de propagation* la surface sur laquelle se propagent les ondes ayant une intensité de 4 degrés et plus, c'est-à-dire celles qui peuvent être directement perçues par l'homme.

Les séismes se distinguent aussi bien par leur surface de propagation que par leur intensité. Parfois, le domaine de leur propagation est insignifiant, à peine 2 000-3 000 km², d'autres fois il couvre des dizaines et des centaines de milliers de kilomètres carrés. Dans des cas exceptionnels, la surface de propagation des séismes s'étend

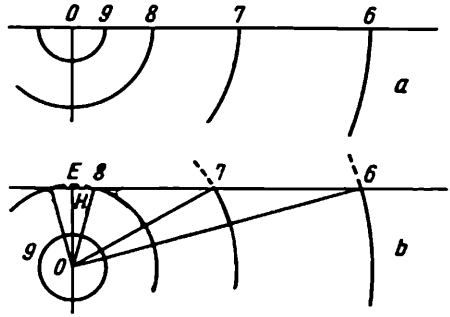


Fig. 240. Rapport entre l'aire de propagation des mouvements du sol provoqué par un séisme et la profondeur de son foyer:
a — foyer près de la surface du sol; *b* — foyer situé à une grande profondeur

sur des millions de kilomètres carrés. Ainsi, lors du séisme Kéminskoïé du 4 janvier 1911, les mouvements du sol ont intéressé 4 millions de kilomètres carrés. En 1940, un séisme à épicentre dans les Carpates, près de Ploeshti, fut ressenti jusqu'à Moscou. Il en fut de même en 1946, du tremblement de terre de Kazandjik (Turkménie).

L'étendue de la zone de propagation dépend de l'énergie cinétique libérée au foyer: plus elle est importante, plus la zone est grande. Pourtant, le lien n'est pas direct, car l'effet superficiel est également fonction de la profondeur du foyer (fig. 240).

Imaginons un tremblement de terre de 9 degrés à son épicentre et d'une énergie E qui s'est produit près de la surface. L'écartement des isoséistes sera alors déterminé par les segments 9-8, 8-7, 7-6, etc. (fig. 240, *a*). Or, dans le cas d'un foyer plus profond, les mêmes segments (8-7, 7-6, etc.) seront plus allongés (fig. 240, *b*). Ainsi, le degré d'intensité F, de même que l'écartement des isoséistes, sont fonctions non seulement de E, mais aussi de la profondeur H du foyer. Si celle-ci est grande, les mouvements parvenus à la surface seront trop faibles et pourront ne pas être perçus.

§ 5. Profondeur du foyer (hypocentre) et mécanisme de déclenchement d'un choc souterrain

Les renseignements fournis par les stations séismographiques, c'est-à-dire le déchiffrement des séismogrammes, permettent de calculer la *profondeur focale du séisme*. A cet effet, plusieurs procédés ont été proposés.

Autrefois, on a tenté d'établir la profondeur du foyer en partant du réseau plus ou moins serré des lézardes couvrant les murs des édifices. Les lézardes sont ordinairement obliques et, en les prolongeant sous la Terre, on croyait qu'elles se croisaient en un point désignant le foyer. On obtint ainsi des résultats vraisemblables, mais un tel procédé ne pouvait pas être considéré comme sûr. Une autre méthode fait appel au lien existant entre la surface de propagation et l'écartement des isoséistes qui la délimitent. Il existe même des formules empiriques, comme par exemple:

$$H = 7\sqrt{S_2 + S_3},$$

où H est la profondeur focale, S_2 l'aire en km² limitée par la deuxième isoséiste à partir de l'épicentre et S_3 l'aire en km² limitée par la troisième isoséiste.

Une autre formule:

$$F = 1{,}5 + 3\log\left(\frac{r^3}{H^2} + 1\right).$$

où F est la force du séisme dans l'épicentre; r le rayon de l'aire où le séisme est ressenti; H la profondeur du foyer.

Le procédé le plus sûr est pourtant le déchiffrement des séismogrammes fournis par plusieurs stations réparties autour de l'épicentre. Ainsi, quand les distances épicentrales sont faibles et pour une seule station séismique, la profondeur focale peut être établie par exemple en se fondant sur les considérations suivantes: si V est la vitesse moyenne de la propagation des ondes P, t le temps de leur arrivée à la station et Δ la distance de l'épicentre à la station (« distance épicentrale »), alors

$$H = \sqrt{(tV)^2 - \Delta^2}.$$

Il y a d'autres procédés plus précis qui tiennent compte des observations de nombreuses stations. La précision des renseignements ainsi obtenus est cependant insuffisante. Ces dernières années les savants soviétiques se sont efforcés de perfectionner les méthodes d'appréciation de la profondeur des foyers et ont obtenus les résultats suivants.

En Crimée, la profondeur focale varie de 5 à 40 km et atteint le plus souvent de 15 à 30 km (d'après les données de A. Lévitskaïa).

En général, les tremblements de terre du Caucase sont associés à des foyers peu profonds, et ce n'est qu'exceptionnelement que

l'on enregistre des profondeurs de l'ordre de 100 km (E. Buss, A. Tskhakaïa, E. Rozova).

Comme l'ont montré les recherches effectuées par V. Bontchkovski et S. Massarski, le foyer du séisme d'Achkhabad (1948) se trouvait à 15-20 km de la surface (fig. 252).

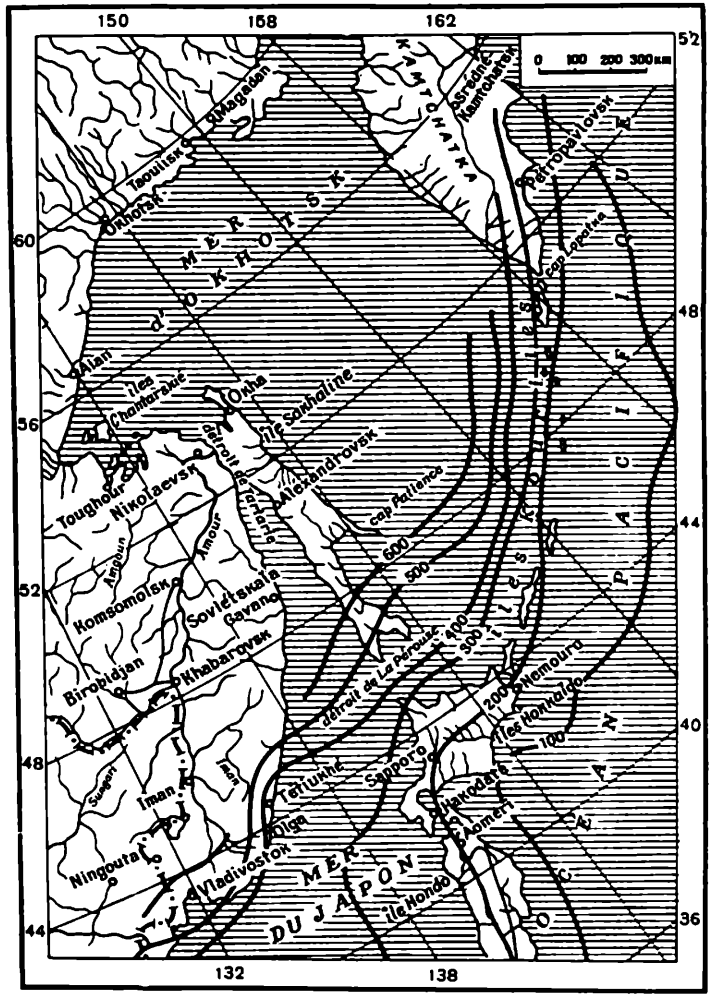


Fig. 241. Profondeurs des foyers de tremblements de terre en Extrême-Orient

Dans les régions septentrionales de l'Asie centrale, au sein du Tian-Chan, les profondeurs focales dépassent rarement 60 km. Mais dans les régions méridionales la situation se complique: la dépres-

sion du Tadjikistan compte des foyers superficiels qui se disposent de 0 à 10 km de la surface; leur nombre est assez élevé et certains séismes ont atteint à l'épicentre une intensité de 9 degrés. En même temps on y enregistre un grand nombre de foyers profonds allant jusqu'à 300 km (fig. 247) (voir les travaux de N. Vvédenskaïa, E. Rozova, V. Bouné).

Enfin, on enregistre en Extrême-Orient de très nombreux foyers dont la profondeur va jusqu'à 600 km. Ils se distinguent par une particularité curieuse: la profondeur focale augmente à mesure que l'on se déplace des Kouriles et du Japon vers le continent asiatique (fig. 241). Le même phénomène s'observe sur les côtes du Pacifique. Jusqu'à ces derniers temps on croyait que les foyers de 600 km de profondeur n'étaient propres qu'au bassin du Pacifique, or le 29 mars 1954 on enregistra en Espagne un séisme dont le foyer se situait à 500-600 km. L'étude des séismes profonds est devenue ces dernières années un domaine important de recherches séismologiques.

En somme, on peut constater que les foyers des séismes se trouvent à tous les niveaux, de la surface jusqu'à 800 km de profondeur, mais la plupart d'entre eux sont associés aux parties supérieures de la croûte terrestre; avec la profondeur, le nombre des foyers diminue rapidement.

Les foyers des tremblements de terre dévastateurs se situent à toutes les profondeurs, de la surface jusqu'à 100 km : Messine (1908), Tokyo (1923) : 5 à 10 km; Achkhabad (1948) : 15 à 20 km; Crimée (1927) : 30 à 40 km; Tchatkal (1946) : 50 à 60 km; Carpates (1940) : 80 à 100 km.

Le tableau 22 (fig. 242) donne le nombre de secousses enregistrées à diverses profondeurs de 1909 à 1941. Le tableau ne cite pas les foyers dont la profondeur est inférieure à 100 km.

Tableau 22

Nombre de secousses à diverses profondeurs (d'après B. Gutenberg et C. Richter, 1941)

Profondeur, km	100	150	200	250	300	350	—
Nombre de secousses	178	109	82	46	23	32	—
Profondeur, km	400	450	500	550	600	650	700
Nombre de secousses	36	13	23	25	34	19	7

Que se passe-t-il au foyer au moment où se produit l'ébranlement? Quel est le *mécanisme du déclenchement de l'ébranlement* et de la propagation des ondes à partir du foyer?

Tous les cas étudiés témoignent du fait que le foyer est le siège d'un déplacement brusque, presque instantané, des masses le long d'une ligne de rupture tectonique : les roches de l'une des lèvres se déplacent en sens opposé au mouvement des roches formant l'autre lèvre. Les déplacements de ce genre s'appellent en mécanique déformations de *cisaillement* (voir ch. 14). Cette déformation est décelée de la façon suivante. Les ondes longitudinales sont constituées par une alternance de compression et de dilatation des particules atteintes. Leur enregistrement donne un séismogramme ; la pointe enregistreuse peut être réglée de telle sorte que la compression des particules

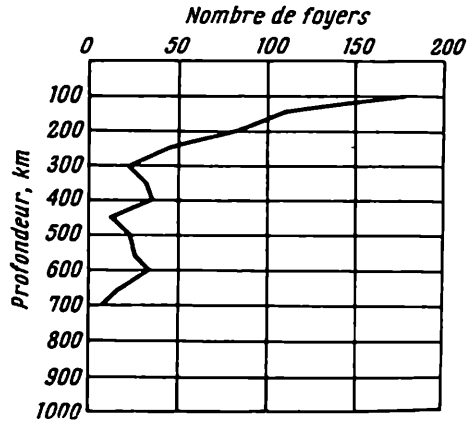


Fig. 242. Décroissance du nombre des hypocentres avec la profondeur (voir tableau 22), d'après B. Gutenberg et C. Richter

la déplace vers le haut à partir de la position centrale, la dilatation l'entraînant au contraire vers le bas. Pour le cas représenté sur la fig. 243, *a*, c'est-à-dire lors d'un chevauchement de direction Nord-Sud ayant produit au foyer le déplacement de la lèvre Ouest vers le haut et à l'Est, et de la lèvre Est vers le bas et à l'Ouest, on enregistrera en premier lieu les ondes de compression (signe « + ») en haut, c'est-à-dire à la surface de la lèvre Ouest, tandis que les instruments situés dans le secteur de la lèvre Est seront d'abord touchés par les ondes de dilatation (signe «—»).

Le même raisonnement permet de prévoir que dans le cas d'un décrochement, c'est-à-dire d'un déplacement horizontal suivant un plan de faille vertical, il y aura quatre zones symétriques par rapport à l'épicentre, dont deux correspondront à l'arrivée des ondes de compression (+), et deux à celle des ondes de dilatation (—) (fig. 243, *b*). Des cas plus complexes donnent des enregistrements autrement compliqués, mais on peut toujours montrer qu'une secousse est engendrée par un brusque déplacement des masses suivant une

faille du type de décrochement (dite dipôle). C'est également exact pour les tremblements de terre à foyer profond, d'où il ressort, par ailleurs, que jusqu'à 800 km de profondeur au moins les roches sont à l'état solide.

Les efforts des séismologues soviétiques (V. Kéilis-Borok par exemple) ont abouti à l'élaboration d'une méthode d'étude de la

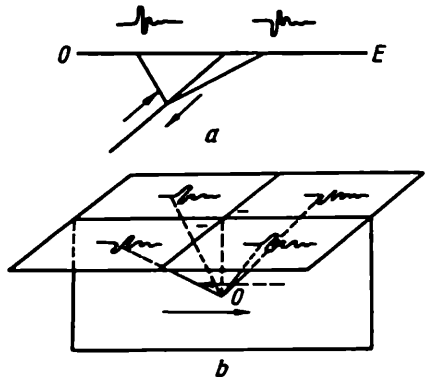


Fig. 243. Détermination des paramètres dynamiques du foyer:
a — faille chevauchante de faible pendage; *b* — décrochement (plan de faille vertical, rejet horizontal)

production d'un ébranlement au foyer. D'après les séismogrammes de plusieurs stations on peut déterminer non seulement la profondeur du foyer, mais aussi la position au sein de la Terre de la rupture

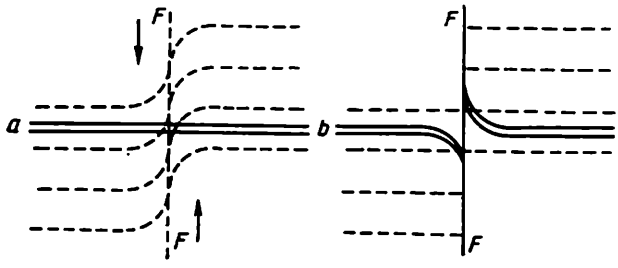


Fig. 244. Mécanisme des déplacements du sol provoqués par un séisme

tectonique ayant engendré le séisme, le sens du déplacement des masses le long de cette rupture et plusieurs autres renseignements dits *paramètres dynamiques du foyer*.

Il est commode d'illustrer l'exposé ci-dessus par l'exemple suivant (fig. 244). Un tremblement de terre en Californie fut à l'origine d'une faille (fig. 244, *b*) qui coupa naturellement la route représentée sur le dessin gauche (fig. 244, *a*) par deux lignes parallèles

en traits pleins. Les extrémités de la route ainsi déformée se sont recourbées dans des sens opposés. Comment peut-on expliquer ce fait? Il est probable que des tensions élastiques se sont accumulées ici avant le séisme et que les deux blocs de la croûte furent soumis à des forces tendant à les déplacer (suivant les flèches et les pointillés de la fig. 244, *a*), car les contraintes se concentraient le long de la ligne de rupture à venir. Puis ces contraintes, devenant supérieures à la résistance des roches, provoquèrent une rupture; dès qu'elles furent ainsi résolues, les secteurs déformés se redressèrent (les pointillés de la fig. 244, *a* sont devenus rectilignes sur la fig. 244, *b*). Les extrémités de la route entraînées par le mouvement des parties des blocs attenant à la rupture ont dû se recourber dans des sens opposés, reflétant ainsi le nouvel état d'équilibre du milieu.

L'ébranlement parti du foyer se propage sous forme d'ondes élastiques en s'amortissant graduellement dans toutes les directions; en arrivant à la surface terrestre elle produit un tremblement de terre.

Les ondes séismiques sont de plusieurs types, dont les principales sont les suivantes.

Les ondes *longitudinales*, symbole *P* (primaire). Ce sont des ondes formées par compression et dilatation du milieu qui se déplacent à la vitesse de plusieurs kilomètres par seconde (suivant les propriétés élastiques du milieu). Elles apparaissent du fait de la réaction du milieu à la modification du volume (déformation volumétrique) et se propagent dans les milieux solides, liquides et gazeux. Les particules du milieu oscillent alors dans le sens du rai (itinéraire) séismique. La vitesse de propagation des ondes longitudinales est calculée d'après la formule:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}},$$

où μ est le module de cisaillement, ρ la densité, et λ le coefficient lié par une relation simple au module de la compression multilatérale K:

$$\lambda = K - \frac{2}{3}\mu.$$

Dans un milieu liquide, où $\mu = 0$, les ondes longitudinales se propagent à la vitesse

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda}{\rho}}.$$

Les ondes *transversales*, symbole *S* (secondaire), sont le fait de la réaction du milieu à la modification de la forme. Elles ne se propagent donc pas dans des milieux fluides puisque les liquides et les gaz ne s'opposent pas à la modification de leur forme (module de cisaillement $\mu = 0$). Les particules de matière se déplacent dans ce cas dans le sens perpendiculaire à celui de la propagation des ondes.

La vitesse de propagation est alors définie par la formule :

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}.$$

Pour un cas idéal, quand $\lambda = \mu$, le rapport $V_p : V_s = \sqrt{3}$, c'est-à-dire que la vitesse V_p est à peu près de 1,7 fois supérieure à V_s.

Les ondes *superficielles* (onde de Rayleigh), symbole L ; elles apparaissent à la frontière de deux milieux différents, liquide et gazeux, ou solide et gazeux, sous l'effet de mouvements venant de l'hypocentre. Leur vitesse de propagation est inférieure à celle des ondes longitudinales et transversales ($V_l \approx 0{,}9\ V_s$) et elles s'amortissent rapidement en profondeur, ainsi qu'en s'éloignant de l'épicentre ; mais dans la zone de ce dernier, elles peuvent être la cause de graves dommages. Dans un milieu liquide elles sont engendrées par la force de pesanteur (en liaison avec l'action du vent, etc.) et dans un milieu solide, par les forces élastiques.

§ 6. Répartition des séismes

Elle est très irrégulière ; dans certaines régions les séismes sont très fréquents et intenses, dans d'autres, ils sont rares et de faible intensité. L'Italie, la Grèce, la Turquie, l'Iran, l'Inde du Nord, l'Indochine, l'Indonésie, la Chine, la Nouvelle-Zélande, les Philippines, le Japon, les régions montagneuses de l'ouest de l'Amérique du Nord et du Sud, l'Amérique centrale sont autant de pays où l'activité séismique est importante.

Dans l'ensemble on peut ranger dans le domaine séismique la zone méditerranéenne avec ces formations plissées qui s'étendent de Gibraltar à l'archipel Malais, de même que les régions périphériques des fosses du Pacifique, c'est-à-dire les zones de *jeunes plissements*. Ailleurs, les séismes sont rares mais leur répartition géographique est également régie par des lois. L'activité séismique marque aussi la Dorsale atlantique, la région des Grands lacs de l'Afrique orientale, les régions orientales de l'Australie et certains autres territoires (fig. 245).

En U.R.S.S., toutes les régions méridionales de relief montagneux doivent être rangées parmi les zones séismiques : région des Carpates, Crimée du Sud, Caucase, Turkménie méridionale, plateaux de l'Est de l'Asie centrale, ceinture montagneuse s'allongeant de l'Altaï aux Saïans, région du Baïkal, littoral méridional de l'Extrême-Orient sibérien, îles Kouriles, Kamtchatka (fig. 255).

Dans les *Carpates*, les séismes sont surtout liés à l'arc oriental de cette région plissée. Les tremblements de terre peuvent y être catastrophiques et leurs ondes se propagent parfois même jusqu'à Moscou. Il est assez fréquent qu'ils soient dus à des foyers profonds situés à une centaine de kilomètres de la surface (par exemple le séisme du 10 novembre 1940).

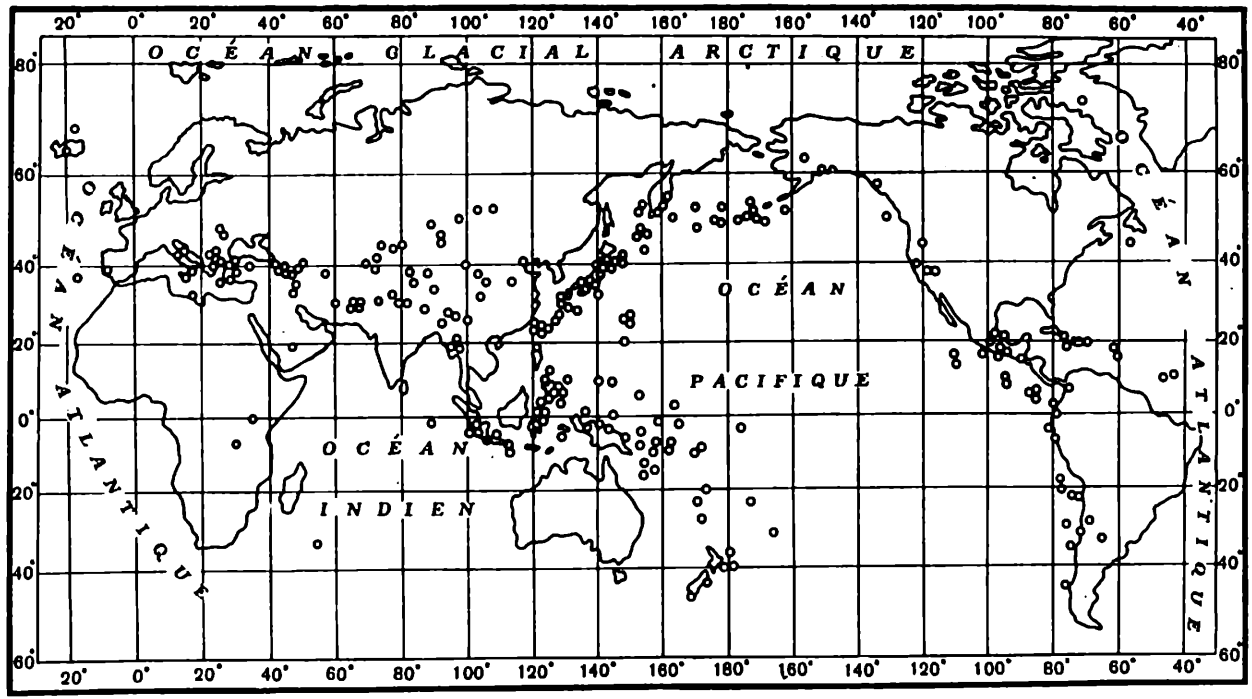


Fig. 245. Répartition des séismes les plus dévastateurs; carte établie par N. Linden et E. Savarenski

En *Crimée*, la zone active intéresse le littoral méridional. Les foyers sont associés à la zone des charriages le long de laquelle le flanc septentrional de l'anticlinorium de Crimée a recouvert le flanc méridional affaissé. Les ébranlements sont de faible intensité (7-8 degrés au maximum). Les isoséistes épousent la direction des édifices

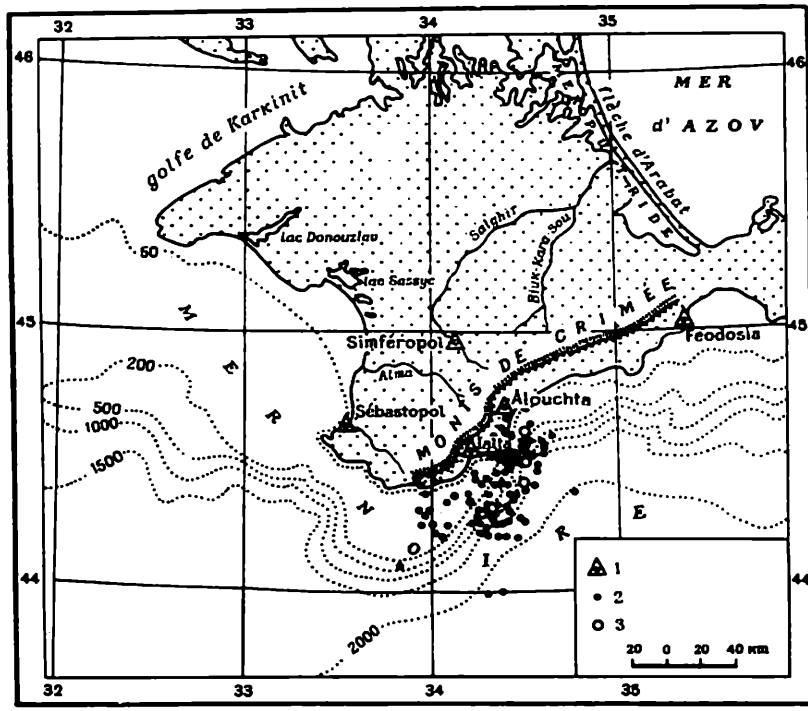


Fig. 246. Répartition des séismes en Crimée pendant les années 1927-1953 (d'après A. Lévitskaïa):
1 — station séismographique; *2* — épicentre; *3* — épicentre d'un séisme dévastateur

plissés, parfois cependant elles s'étendent transversalement en suivant le méridien, témoignant ainsi de la présence de dislocations transversales (fig. 246).

Dans le *Caucase*, les tremblements de terre correspondent surtout aux formations plissées du Petit Caucase et à la partie orientale du Grand Caucase. Ils provoquent fréquemment des destructions et font des victimes. Du point de vue de l'énergie libérée, les séismes caucasiens sont des ébranlements de faible intensité, et généralement leurs foyers sont peu profonds. C'est pourquoi les tremblements qu'ils engendrent ne se propagent pas au-delà du Caucase.

Les parties centrales des dépressions de la mer Noire et de la Caspienne n'ont pas d'épicentres. Les dépressions tectoniques longi-

tudinales, telles Kourinskaïa et Rionskaïa, sont moins actives au point de vue séismique que les régions montagneuses voisines.

En *Turkménie*, les séismes sont surtout fréquents dans le domaine montagneux du Sud de la république. Plus d'une fois on a enregistré des séismes catastrophiques (1893, 1895, 1929, 1946 et 1948) qui sont liés à l'évolution des formations plissées du Kopet-Dag.

Les régions orientales de l'*Asie centrale*, c'est-à-dire le Tian-Chan et le Pamir, sont séismiquement très actives. L'intensité de nombreux séismes y dépasse parfois 9 degrés (1902, 1907, 1911,

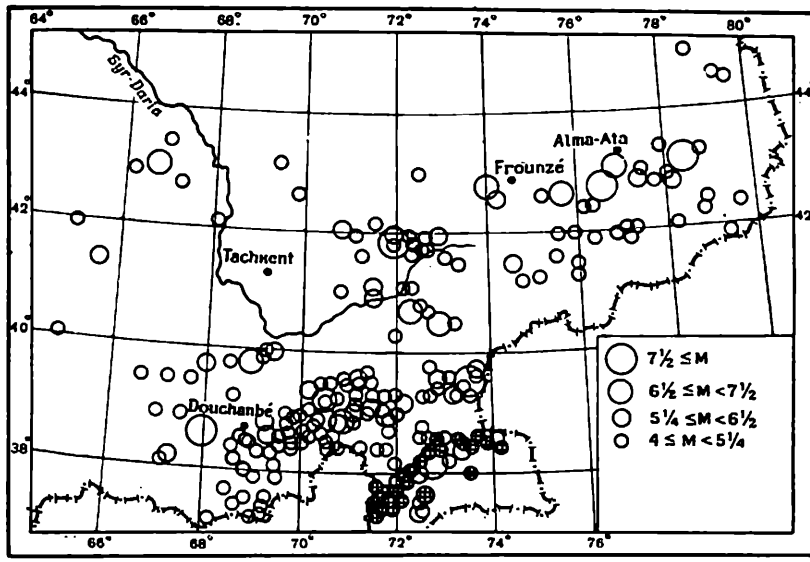


Fig. 247. Répartition des séismes en Asie centrale (période 1885-1955, carte établie par N. Vvédenskaïa)
Le diamètre du cercle correspond à la magnitude *M*. Les cercles non hachurés resprésentent les foyers situés au sein de la croûte terrestre; les cercles hachurés, les foyers sous-corticaux

1941, 1946, 1949, etc.). La profondeur focale croît à mesure qu'on se déplace vers le Sud. Les structures massives du Tian-Chan consolidées par les plissements hercyniens subissent assez rarement des tremblements de terre, mais en revanche ils sont dévastateurs. Les mouvements des couches plastiques mésozoïques et kaïnozoïques de la dépression du Tadjikistan provoquent un grand nombre d'ébranlements d'intensité généralement faible. La carte de la fig. 247 donne la répartition des épicentres enregistrés par les stations séismographiques de l'Asie centrale durant la période s'étalant de 1935 à 1955 (d'après N. Vvédenskaïa).

Dans les régions de montagnes-blocs situées entre l'*Altaï* et la *Transbaïkalie* on enregistre des secousses de 7 degrés. Les structures

de la zone du Baïkal sont plus actives, en particulier, les dépressions tectoniques limitées par les failles qui sont à l'origine de secousses de 9-10 degrés. De là, la zone active s'étend au Sud-Ouest, vers la Mongolie, et au Nord-Est, le long de la chaîne Stanovoï et des dépressions qui lui sont associées.

La zone du *Kamtchatka*, des *îles Kouriles* et de l'île *Hokkaïdo* (Japon) se caractérise par une activité particulière. Les hypocentres de nombreux séismes se trouvent parfois à 600 km de la surface (voir fig. 241).

Les *séismes marins* peuvent provoquer des raz de marée, lames qui se déplacent sur la masse d'eau océanique à une très grande vitesse et qui déferlent sur le littoral en causant des destructions énormes.

Certains séismes sont dus ici aux éruptions volcaniques.

De faibles et rares tremblements de terre sont enregistrés dans les régions de la chaîne Verkhoïanski, de l'Oural et du Bouclier Baltique. Certains d'entre eux sont associés à des mouvements verticaux récents. Dans la partie européenne de l'U.R.S.S. on enregistre quelquefois des secousses d'origine karstique, provoquées par l'affaissement du toit des cavernes karstiques.

§ 7. Séismes marins et raz de marée (vague de fond, tsunami)

L'hypocentre de nombreux séismes se trouve sous la mer. Les ondes alors produites au foyer traversent la lithosphère et pénètrent dans le milieu liquide où elles se propagent à une vitesse de 1,5 km/s. En arrivant à la surface, elles provoquent un *séisme marin*. On apprécie l'intensité de ce séisme à l'aide d'une échelle de 6 degrés.

Quand le séisme marin s'accompagne d'un brusque déplacement des secteurs du fond des mers, le volume des bassins se modifie, des masses d'eau énormes sont mises en mouvement et il se forme à la surface des vagues différentes des vagues ordinaires qu'on appelle *vagues de fond*, *raz de marée* ou *tsunami*.

Si le séisme ne modifie pas la topographie du fond de la mer, il n'engendre pas de raz de marée.

Les éruptions volcaniques sous-marines produisent également des vagues de ce genre.

Les vagues de fond qui se déplacent à la surface de l'eau à une vitesse de 400 à 800 km/h peuvent traverser de vastes étendues, tout l'océan Pacifique par exemple. En pleine mer la longueur d'onde de la vague est très grande (200 à 300 km d'une crête à l'autre), mais sa hauteur est relativement faible; pratiquement, ces ondes sont invisibles. A mesure que la vague approche de la côte sa hauteur augmente et peut atteindre 20 m dans des cas exceptionnels. En déferlant sur le rivage, la vague pénètre assez loin à l'intérieur des terres et provoque de grandes dévastations.

Ainsi, les 4 et 5 novembre 1952, un séisme dont l'épicentre se trouvait à l'extrémité Nord de la fosse marine des Kouriles engendra une vague de fond ; 30 à 40 minutes après sa formation, elle atteignit les côtes du Kamtchatka et des îles Kouriles, provoquant de multiples destructions en de nombreux endroits. Des navires furent entraînés en mer et l'on déplora de nombreuses victimes.

Des raz de marée catastrophiques du même genre ont été également enregistrés par le passé. Pendant la période s'étalant sur 2 500 ans, on en a compté 300 dans la zone du Pacifique et 30 dans celle de l'Atlantique. Le Japon a connu 17 raz de marée s'accompagnant

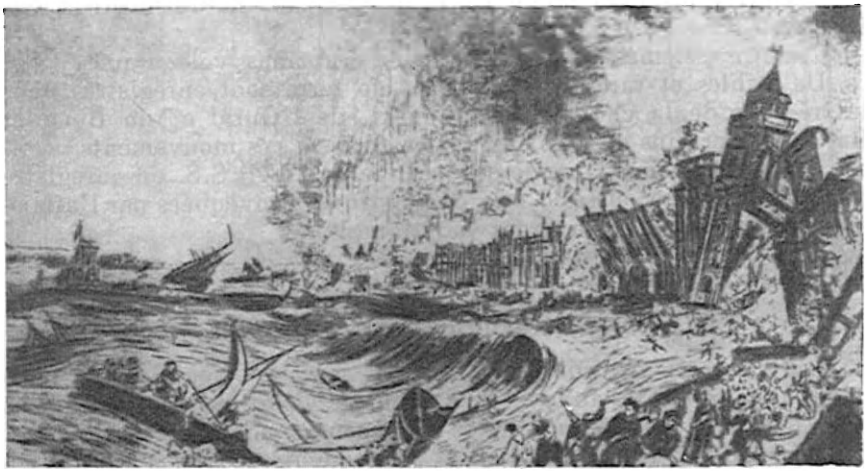


Fig. 248. Tremblement de terre et raz de marée de Lisbonne (1755) (d'après un dessin de l'époque)

de dévastations sur la côte et de nombreuses victimes. Au Kamtchatka et aux îles Kouriles des raz de marée destructeurs furent observés en 1737, 1792, 1918, 1923. Le séisme catastrophique de Lisbonne en 1755 provoqua également un raz de marée qui submergea la ville (fig. 248).

Entre le moment où le séisme est enregistré par les stations et celui où le raz de marée déferle sur la côte, il s'écoule un certain temps qui peut être utilisé pour prévenir la population du danger. Les tentatives d'organisation de service de protection contre les raz de marée ont été couronnées de succès. Il s'agit seulement que la population ait le temps nécessaire pour quitter la partie basse de la côte et aller à l'intérieur des terres, ou grimper sur des collines inaccessibles même pour des vagues très hautes.

On voit donc que l'aspect pratique de l'étude des raz de marée est aussi important que son aspect théorique.

§ 8. Conditions géologiques de la production des séismes

L'histoire de la séismologie montre que l'origine des séismes intéresse les savants depuis fort longtemps, mais les concepts actuellement admis n'ont pas été formulés aussitôt. On a expliqué les séismes par des mouvements de l'atmosphère et des modifications de la pression barométrique, par les phases de la Lune et les mouvements des planètes, par l'activité volcanique ou la circulation des eaux souterraines. Les multiples hypothèses émises constituent un ensemble varié et hétérogène.

Actuellement, la nature tectonique des séismes ne fait plus de doute. Tous les autres liens, soit avec les agents de la dynamique externe, soit avec les éléments cosmiques, sont de peu d'importance ou sans aucune influence.

L'explication tectonique des séismes est fondée tout d'abord sur le fait que ces derniers sont particulièrement violents et fréquents là où d'intenses mouvements tectoniques sont actuellement observés. Pour s'en convaincre il suffit de confronter une carte tectonique avec une carte séismique. En général, on utilise une carte tectonique sur laquelle sont figurées à l'aide des procédés appropriés les zones plissées, y compris les chaînes alpines formées dans les géosynclinaux méso-kaïnozoïques. Cette confrontation est certes justifiée, car les mouvements alpins associés aux géosynclinaux méso-kaïnozoïques intéressent des périodes très grandes, au moins depuis le Crétacé inférieur, et se poursuivent encore de nos jours.

Pourtant, des résultats beaucoup plus convaincants sont obtenus en confrontant les *cartes séismiques* avec les *cartes de l'activité tectonique actuelle*, car ce sont les mouvements tectoniques *actuels* et non pas les mouvements alpins en général, qui à notre époque produisent des séismes.

C'est pourquoi le mieux est de confronter une carte séismique avec une carte de la néo-tectonique, ou avec celle des mouvements actuels. Une variante de cette dernière (pour les mouvements verticaux) a été proposée récemment par N. Nikolaïev (fig. 233, ch. 15). Sur cette carte, on voit que de nombreuses régions situées le long de la frontière méridionale de l'U.R.S.S., de relief accidenté, peuvent être rangées du point de vue tectonique dans le groupe des régions sujettes « aux soulèvements intenses (s'étirant dans le sens de leur extension) d'âge quaternaire ou actuel et à des affaissements géosynclinaux locaux » qui se caractérisent « par des dénivellations de grande amplitude, de nombreuses ruptures tectoniques et de rejeux de failles suivant d'anciennes directions ». En même temps, ces régions constituent une zone d'activité séismique particulièrement intense. Le même rapport est également observé dans la région des chaînes de montagnes entre l'Altaï et la Transbaïkalie. Sur les cartes ordinaires on figure à cette place les plissements anciens: Précambrien, Calédonien, ou même Hercynien. Les mouvements qui ne se sont

manifestés ici qu'au Quaternaire et qui sont à l'origine d'une *structure en blocs* conditionnant toutes les particularités du régime séismique, ne sont pas représentés sur les cartes tectoniques ordinaires.

Un lien plus étroit s'établit entre les séismes et les mouvements actuels intéressant les divers types de structures tectoniques dans les cas suivants à condition que la *profondeur focale* ne soit pas grande.

A. La forme, l'étendue et la disposition des zones délimitées par les courbes isoséistes correspondent au plan de l'arrangement des

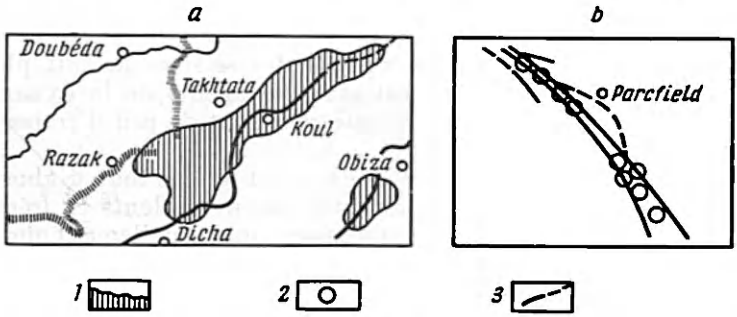


Fig. 249. Cassures tectoniques et tremblements de terre de foyers peu profonds:
a — aire pléistoséiste du tremblement de terre de Faïzabad, septembre 1930, Tadjikistan (d'après G. Gorchkov); *b* — épicentres de la série des tremblements de terre qui se sont produits en juin 1934 à Parcfield, Californie (d'après D. Wilson);
1 — aire pléistoséiste; *2* — épicentres; *3* — cassures tectoniques

structures tectoniques. Lorsque l'ébranlement est dû à des mouvements le long d'une faille ou d'une série de failles qui affleurent à la surface, on peut déceler un lien étroit entre les courbes isoséistes et ces failles (fig. 249, *a*).

B. Les *épicentres* détectés après dépouillement des séismogrammes montrent une disposition présentant un lien évident avec la direction des lignes structurales (fig. 249, *b*).

C. On connaît les *paramètres dynamiques* du foyer que l'on peut confronter avec les accidents de la tectonique locale (voir fig. 243).

D. A l'épicentre même des *déformations du sol* sont constatées (par des observations visuelles ou aux instruments) au moment du séisme et elles présentent des liens avec le plan structural de la région (voir fig. 235, 250).

Examinons sous ce rapport quelques séismes dévastateurs d'Asie centrale qui se sont produits ces dernières années: tremblements de terre de Faïzabad en 1943, Tchatkalskoïé en 1946, d'Achkhabad en 1948.

L'intensité du séisme de Faïzabad du 12 janvier 1943 (Tadjikistan) a atteint 9 degrés à l'épicentre. Ce séisme a été étudié en détails

par I. Goubine. Les courbes isoséistes que celui-ci a obtenues sont très caractéristiques. On y découvre plusieurs régions pléistoséistes de 9 degrés : chacune d'elles est de forme allongée et suit la direction des failles abruptes d'âge alpin. La courbe isoséiste de 8 degrés se ferme autour de toutes les régions pléistoséistes. C'est un exemple parfait de concordance des isoséistes avec le réseau des dislocations alpines par failles qui rejouent jusqu'à nos jours. Une concordance à peu près analogue fut déjà constatée pour le tremblement de terre

Fig. 250. Tremblement de terre de Gobi-Altaï (1957, Mongolie). Faille cassant les collines de Hérou; vue du Nord au Sud

de Faïzabad le 22 septembre 1930, l'aire pléistoséiste correspondant rigoureusement à la direction de la faille chevauchante (fig. 249, *a*).

Le tremblement de terre Tchatkalskoïé du 2 novembre 1946 (Tian-Chan) atteignit à l'épicentre une intensité d'au moins 9 degrés. L'épicentre se trouvait au lieu du contact de la faille chevauchante dit Tchatkalski (voir fig. 200, chap. 14), séparant la dépression de Ferghana de la région des soulèvements récents de la chaîne Tchatkalski avec la faille dite Talasso-Ferghanski. Le chevauchement Tchatkalski s'étend dans la direction Nord-Est, la faille Talasso-Ferghanski s'allongeant vers le Nord-Ouest. Les courbes isoséistes ont une forme ovale et suivent le méridien en se conformant à l'extension des structures hercyniennes au sein des formations paléozoïques. La profondeur focale est grande (jusqu'à 100 km), et la carte isoséiste n'a qu'une signification relative : elle traduit la structure générale

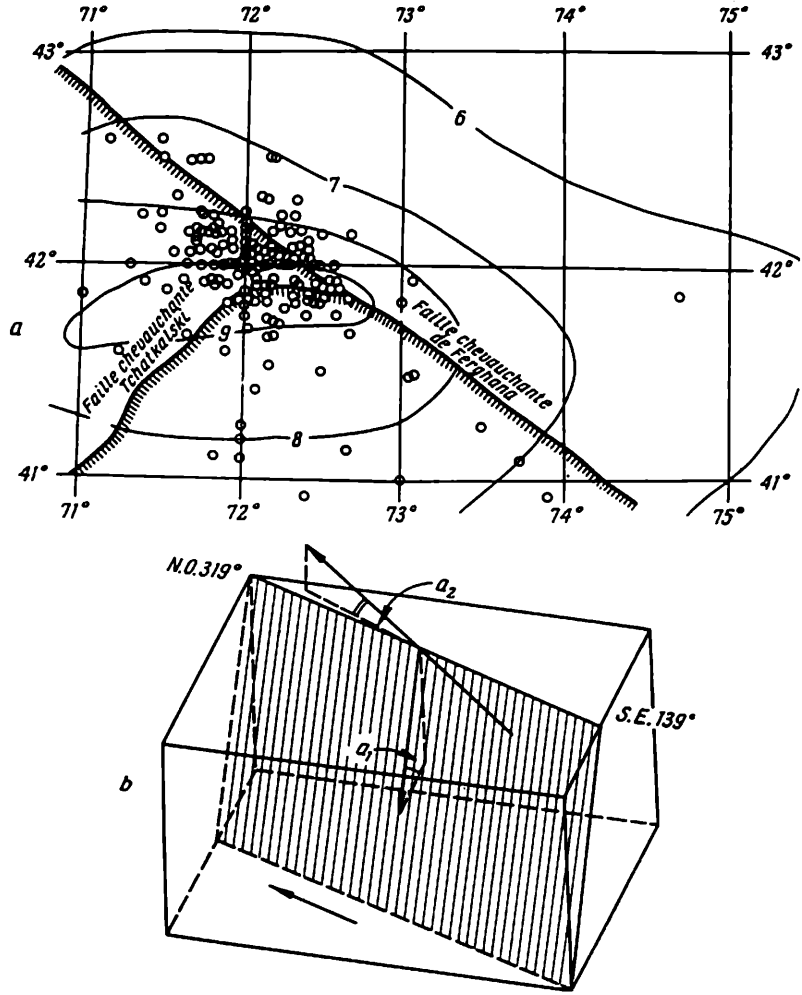


Fig. 251. Tremblement de terre Tchatkalski (1946):
a — épicentres des secousses consécutives (d'après M. Tcherniavkina);
b — mécanisme des mouvements au foyer (d'après A. Vvédenskaïa)

de la région, mais non pas le milieu tectonique existant au foyer. Elle ne nous renseigne donc pas sur la faille même qui a été à l'origine de l'ébranlement (fig. 251, *a*).

Dans ce cas, on peut recourir à la carte des épicentres des secousses consécutives (fig. 251, *a*). D'après M. Tcherniavkina, ils se situent au sein d'une certaine aire, allongée dans le sens Nord-Ouest (NO 310°) et coïncidant avec la direction de la faille Talasso-Ferghanski (NO 295°), et non pas avec celle de la faille Tchatkalski (NO 40°).

On a également réussi à obtenir des renseignements sur les paramètres dynamiques du foyer de ce séisme. D'après A. Vvédenskaïa, l'ébranlement présenta les caractères suivants: azimut de la direction du plan de faille: NO 319°; pendage du plan de faille: 80°, vers le SO (angle a_1, fig. 251, *b*); la lèvre Sud-Ouest s'est déplacée vers le Nord-Ouest; le vecteur correspondant au rejet s'est dirigé vers le NO 320° sous un angle de 15° par rapport à l'horizon (angle a_2, fig. 251, *b*).

Toutes ces données montrent que le séisme Tchatkalskoïé subit l'influence des mouvements ayant lieu le long de la faille Talasso-Ferghanski; d'autre part, cette faille présente plutôt les traits d'un

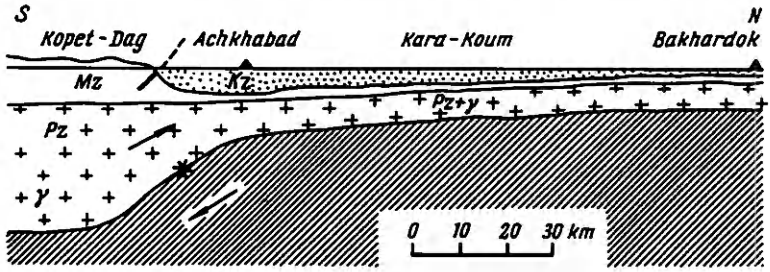


Fig. 252. Tremblement de terre d'Achkhabad (1948). Structure schématique de la croûte terrestre dans la région de l'épicentre (d'après S. Andréev)

décrochement et non pas ceux d'un chevauchement ou d'une faille normale à plan de faille abrupt et au déplacement relatif des lèvres suivant ce plan dans une direction proche de l'horizontale. La cassure est ancienne et date au moins de la fin du Paléozoïque; d'après A. Péivé, elle est très profonde. La faille aurait pu rejouer sur toute la profondeur, car le tremblement de terre Tchatkalskoïé a produit trois secousses émanant successivement de foyers situés respectivement à 100, 30 et 0 kilomètres de la surface.

Ainsi, le séisme Tchatkalskoïé est un exemple de rapports séismotectoniques très complexes ayant été mis en évidence à l'aide de diverses méthodes de recherche.

Le séisme d'Achkhabad du 5 octobre 1948 s'est produit au sein d'un foyer inconnu jusqu'à cette date. La caractéristique géologique de cette région est la suivante (fig. 252). Des couches épaisses et plissées du Crétacé (Cr) qui composent le Kopet-Dag bordent, en suivant un grand chevauchement, la dépression tectonique des Kara-Koum (« avant-fosse »), remblayée de dépôts tertiaires (Tr) d'une épaisseur de 5 km. La couche[1] de granite dans la zone de dépression cor-

[1] L'expression de *couche* est employée ici dans un sens n'ayant aucun rapport avec la formation de dépôts sédimentaires.

respond aux conditions d'une aire stable (de plate-forme), c'est-à-dire que son épaisseur ne dépasse pas 10 km. Au Sud, cette épaisseur s'accroît, ce qui est un indice de l'existence d'une « racine sialique » sous les roches plissées du Kopet-Dag. Le foyer du séisme se trouvait à une profondeur de 15-20 km au pied de la couche de granite, dans la zone marquant le passage de la « racine » aux assises d'épaisseur normale.

Le Grand chevauchement du Kopet-Dag, qui sépare les formations mésozoïques plissées du Kopet-Dag des dépôts tertiaires de l'avant-fosse, n'avait aucun rapport avec le séisme d'Achkhabad. Mais on a toutes les raisons de croire qu'il existe en profondeur des dislocations dont l'arrangement des éléments est identique. En effet, d'après les données de F. Monakhov, le foyer du séisme d'Achkhabad se caractérise par les paramètres suivants : à l'origine un simple décrochement lié à un couple de force (« dipôle ») ; le vecteur force était incliné vers le Sud sous un angle de 60° par rapport à l'horizon ; le mouvement de la lèvre Sud était dirigé du Sud au Nord et vers le haut sous un angle d'environ 60°, c'est-à-dire tout est conforme aux données qui caractérisent le Grand chevauchement du Kopet-Dag près de la surface.

Quant aux déformations superficielles provoquées directement par les séismes, on peut en donner quelques exemples. Le rejet horizontal du décrochement qui accompagna en 1906 le tremblement de terre de Californie, c'est-à-dire le déplacement relatif des différentes parties de la croûte dans le sens horizontal, s'étendait sur des dizaines de kilomètres et avait une amplitude maximale de 6 m. Cet accident de terrain était connu auparavant sous le nom de « faille de Saint-André » ; lors du tremblement de terre cette faille a rejoué.

Pendant le séisme catastrophique de 1923, les terrains de la région de Tokyo subirent des déplacements aussi bien horizontaux que verticaux. On avait l'impression que la surface du sol se contracta brusquement en direction de l'épicentre, c'est-à-dire vers le centre de la baie de Sagami (fig. 253).

En 1899, lors du séisme intense et fort curieux de Yakoutat (Alaska), le brusque déplacement vertical des blocs de roches atteignit une amplitude de 10 à 15 m ; ce qui entraîna l'émersion de certains secteurs du fond marin et l'immersion de secteurs de terre ferme.

De tels exemples sont multiples.

Tout ce qui vient d'être exposé souligne le lien étroit entre les séismes et les jeunes structures tectoniques. Donc, *la cause principale de l'activité séismique au sein de la croûte terrestre réside dans les phénomènes tectoniques*, c'est-à-dire les déplacements de la matière dans la partie externe du globe terrestre. Les séismes sont en rapport avec le processus de formation toujours en cours des structures tectoniques nouvelles. A. Orlov, le premier séismologue russe, a souligné ce fait dès 1887 : « Nul doute que les tremblements de terre sont... en rapport étroit et direct avec les formes extérieures de la

croûte terrestre, avec la direction des soulèvements principaux, avec les dislocations et les ruptures de continuité dans les dépôts supérieurs, etc. »

Quant à la *cause* directe des mouvements au foyer lors des séismes tectoniques, elle réside dans le brusque déplacement des masses sous l'effet des forces élastiques qui se déclenchent quand les contraintes

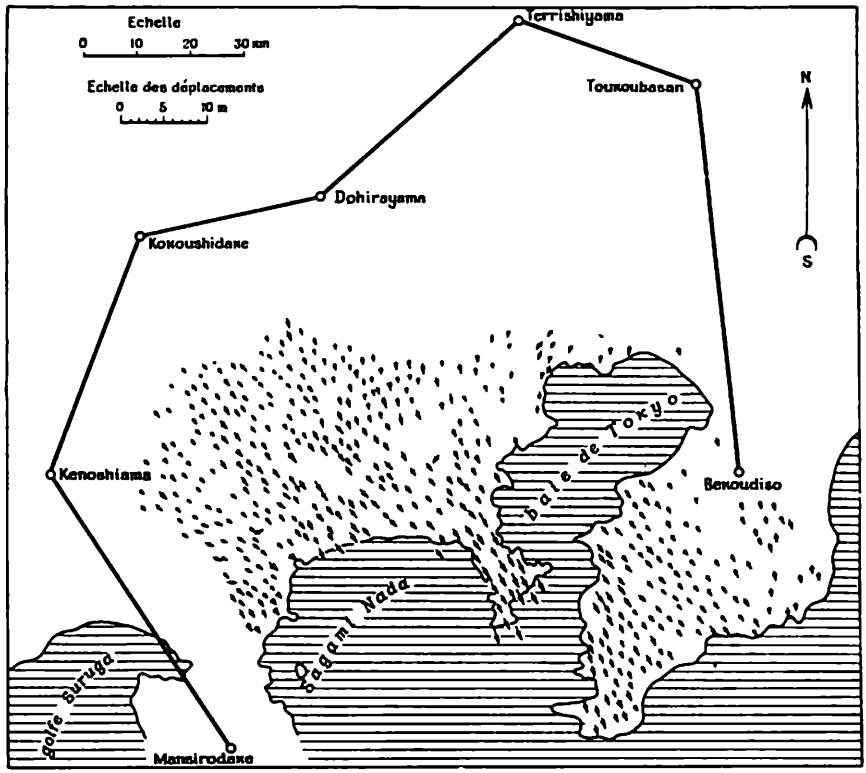


Fig. 253. Séisme de Tokyo (1923), Japon. Déplacements des particules du sol vers l'épicentre (d'après les renseignements fournis par le département de la topographie des Armées du Japon)

dépassent la charge de rupture des roches. Les contraintes tectoniques s'accumulent lentement, petit à petit, d'une façon continue et régulière, avec des interceptions durant les brusques modifications de la répartition des forces au moment de la libération de l'énergie, c'est-à-dire lors du tremblement de terre.

Outre les séismes tectoniques, on distingue les séismes volcaniques, déclenchés par les éruptions volcaniques et ceux d'*effondrements* dus aux éboulements ou à l'affaissement de galeries souterrai-

nes, karstiques par exemple. Ces deux types de tremblements de terre ne sont pas très intenses et leur zone de propagation est relativement restreinte.

§ 9. Prévision des tremblements de terre

Prévoir un tremblement de terre c'est indiquer le lieu où les secousses se feront sentir, l'intensité du séisme attendu, et enfin le moment auquel il se manifestera.

Les cartes de la répartition des séismes (voir § 10) permettent de donner aux deux premières questions des réponses satisfaisantes.

Quant à la troisième, il est très difficile d'y répondre. Les recherches se poursuivent dans plusieurs directions. Une des voies suivies est la suivante : la surface des régions où des mouvements tectoniques s'observent, éprouve constamment des déformations très faibles, des mouvements de bascules, des gauchissements. Avant le séisme, le rythme de ces mouvements se modifie, de même que leur régime. En les observant et en notant à quel moment ils atteignent un niveau critique, on peut prévoir la secousse séismique. Des recherches de ce genre sont effectuées à l'aide d'appareils appelés *clinomètres*.

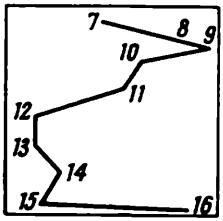


Fig. 254. Variations des inclinaisons du sol et du tremblement de terre enregistrées par la station clinométrique de Douchanbé (1950). Les chiffres 12 et 13 indiquent les instants du déclenchement des tremblements de terre du 12 janvier (6 degrés) et du 13 janvier (4 degrés) 1950 (d'après V. Bontchkovski)

Peut-on se fier aux renseignements ainsi obtenus? V. Bontchkovski qui a étudié ce problème en a tiré les conclusions suivantes.

1. Les brusques intensifications des mouvements de bascule (brusques et fréquents changements de direction et de vitesse des inclinaisons) témoignent sans aucun doute d'une activité séismique provoquant des tremblements de terre sensibles. Ces brusques intensifications précèdent de peu les tremblements de terre sensibles.

2. Durant les calmes séismiques on n'observe pas d'intensification brutale des mouvements de bascule.

3. La direction des inclinaisons durant une telle intensification des mouvements de bascule n'indique pas la position de l'épicentre.

4. Les observations ne fournissent pas encore de renseignements précis sur les inclinaisons pouvant indiquer les tremblements de terre ; mais il se peut que par la suite le perfectionnement de cette méthode le permette (fig. 254).

Le problème peut être abordé d'une façon différente.

Il a déjà été dit qu'un tremblement de terre se prépare par l'accumulation de contraintes au sein d'un compartiment donné de la croû-

te terrestre; il en résulte donc des changements dans les propriétés élastiques des roches. La vitesse de propagation des ondes séismiques à travers ces roches se modifie en conséquence. Ne pourrait-on pas mesurer ces variations et fixer le moment où la vitesse atteint la valeur critique témoignant de l'accumulation de contraintes dangereuses? Pour mesurer la vitesse qui nous intéresse et observer ses variations il suffit de faire appel aux méthodes déjà connues de prospection séismique: on produit des explosions périodiques en un lieu et on enregistre en un autre lieu les ondes ainsi émises. Ce procédé a été proposé par le séismologue soviétique G. Gambourtsev et il est actuellement à l'étude. Il est encore trop tôt de parler des résultats, mais il est possible qu'il soit un moyen de prévision efficace.

Une troisième méthode a été élaborée récemment et elle s'avère très prometteuse. Lors du déclenchement ou de la préparation d'un séisme il apparaît au sein de la Terre des ondes élastiques de nature fort diverse, y compris des ondes *sonores*. Il est bien connu que les tremblements de terre s'accompagnent souvent d'un grondement souterrain perçu par l'homme mais qui n'est pas enregistré par les appareils séismiques ordinaires. Ce grondement est « un phénomène acoustique dû à la fusion d'une multitude de fissures isolées en une cassure unique » (M. Antsyférov). Ne pourrait-on pas utiliser des microphones sensibles et enregistrer les sons présageant un séisme? Selon M. Antsyférov, les travaux préliminaires ont montré qu'« étant donné le perfectionnement très poussé des techniques acoustiques, on peut utiliser celles-ci aux prévisions à brève échéance des séismes locaux ». La difficulté consiste à détecter les bruits qui nous intéressent parmi tous ceux qu'enregistre le microphone; or, c'est une tâche qui est loin d'être simple.

Les recherches sont également poursuivies dans d'autres voies. On sait depuis longtemps que des liens existent entre les tremblements de terre et les modifications du champ magnétique. A. Kalachnikov qui a étudié ce problème souligne: « Il se peut que des phénomènes mécaniques provoqués par les tremblements de terre à la surface de la Terre aient à l'origine des phénomènes thermiques et électromagnétiques qui se déroulent au sein de la croûte, et qui apparaissent avant le séisme. » S'il en est ainsi, les phénomènes « non mécaniques » de ce genre peuvent devenir « des véritables indices d'un tremblement de terre ». Il est vrai que les observations effectuées récemment en Asie centrale ont montré que les perturbations du champ magnétique ne précèdent qu'un tiers seulement des ébranlements séismiques. Cependant, avec le perfectionnement des appareils et des méthodes d'observation, on arrivera peut-être à déceler les signes précurseurs plus fréquemment et avec une plus grande certitude.

A. Tikhonov, qui a étudié le problème du point de vue des liens s'établissant entre les séismes et les courants telluriques engendrés dans le sol par l'onde élastique d'un tremblement de terre, considère

que ces liens peuvent réellement exister et s'expliquer par l'effet dit piézo-électrique (production d'un courant électrique très faible sous l'effet de la compression des roches). S'il en est ainsi, on peut espérer que l'étude des courants telluriques pourra contribuer à la prévision des séismes. On peut signaler que dès 1887 A. Orlov suggérait qu'un galvanomètre pourrait prédire les tremblements de terre.

On poursuit également des recherches afin d'établir le rapport existant entre les séismes et les variations « du gradient du potentiel électrique dans l'atmosphère », c'est-à-dire celles du champ électrique au sein de l'atmosphère. D'après V. Bontchkovski, pour des tremblements de terre sensibles (d'une intensité à 4 degrés), les résultats obtenus sont « prometteurs ».

Des rapports sur la prévision des séismes furent présentés à la Xe Assemblée générale de l'Union géodésique et géophysique (septembre 1954, Rome). Le savant japonais Hudiwara fit un exposé sur les niveaux à bulle d'air et les clinomètres à quartz de son invention qui permettent d'enregistrer les variations des mouvements de bascule du sol avant le déclenchement des séismes.

Les savants Sassa et Nichipoura présentèrent un rapport sur les recherches entreprises à l'aide de tiltmètres (clinomètres) d'un modèle nouveau permettant d'enregistrer les variations des mouvements de bascule et de prédire ainsi les séismes destructeurs; d'après les auteurs, ces variations sont signalées quelques mois avant le séisme. mais parfois quelques heures avant seulement, et avec une intensité d'autant plus grande qu'on se trouve plus près de l'épicentre du futur séisme.

Ainsi, plusieurs voies se précisent qui pourront peut-être dans l'avenir permettre la prévision des séismes, mais cette perspective est encore lointaine. Cependant, les séismes ne sont pas des événements fortuits, ils sont dus aux mouvements tectoniques se déroulant au sein de la Terre et, étant précédés d'une longue période de préparation, ils doivent donc avoir des signes précurseurs qui, un jour ou l'autre, pourront être découverts par l'homme.

§ 10. Répartition géographique des séismes et construction aséismique

L'*étude de la séismicité régionale* a pour but essentiel l'obtention de renseignements sur l'intensité maximale que peuvent atteindre les tremblements de terre éventuels dans telle ou telle région. Ces renseignements ne peuvent être acquis qu'après une analyse minutieuse de toutes les données séismiques concernant le territoire envisagé, une étude détaillée des séismes enregistrés durant une période assez importante et de leur rapport avec la géologie.

Dans ce but, il faut tout d'abord étudier le régime séismique de la région, c'est-à-dire les secousses qui y ont été ressenties dans le passé; plus la période sur laquelle s'étend cette étude est grande et

plus les conclusions seront précises. Ensuite, il convient d'établir les conditions géologiques des séismes, ainsi que les structures auxquelles ils sont associés. Une fois ces renseignements obtenus pour une série de régions, on peut les étendre à d'autres régions, si l'environnement géologique est identique. On dresse ainsi des cartes de la séismicité régionale sur lesquelles on reporte, en utilisant des symboles conventionnels, l'intensité séismique en degrés prévue pour chaque lieu.

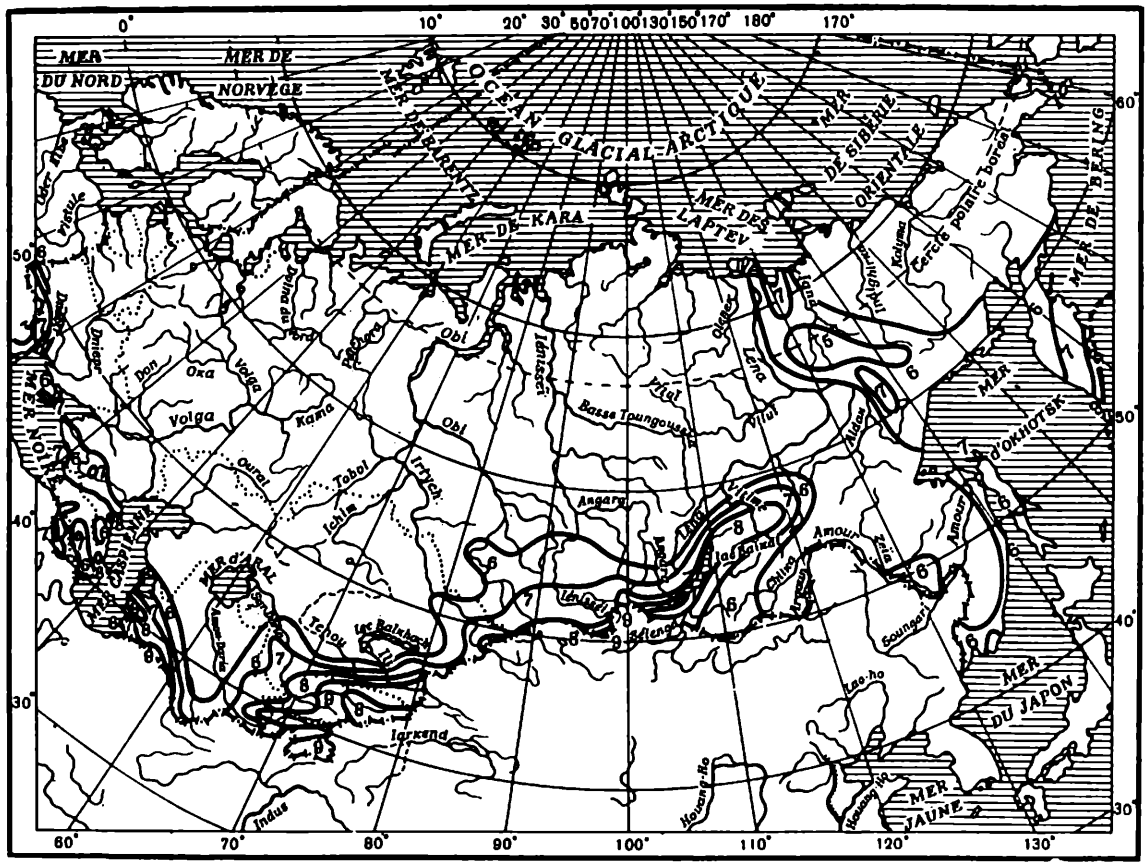
L'étude du régime séismique de l'U.R.S.S. montre que les plaines de la partie européenne du pays n'ont jamais connu d'ébranlements dévastateurs et sans doute n'en ressentiront pas de sitôt. En certains endroits du Caucase, de la Turkménie, de l'Asie centrale, dans la région du Baïkal et au Kamtchatka, les tremblements de terre peuvent atteindre une intensité de 8-9 degrés et plus. Des séismes encore plus intenses peuvent se produire dans le Kopet-Dag, le Tian-Chan, le Pamir et dans certaines régions du Sud du Baïkal, sur la côte orientale du Kamtchatka. Ces renseignements sont reportés sur les *cartes de la séismicité régionale.*

Une première carte des régions séismiques de l'U.R.S.S. a été dressée en 1936. La carte actuelle corrigée et complétée a été publiée en 1957 ; c'est un document officiel permettant de juger de l'intensité maximale des tremblements de terre éventuels en tous les points situés dans les régions séismiques de l'U.R.S.S. (fig. 255).

La nécessité de l'étude de la séismicité régionale est dictée par les besoins de l'économie nationale. Les maisons d'habitation et les établissements industriels doivent être construits de façon à pouvoir résister aux tremblements de terre et assurer leur fonctionnement normal durant les séismes.

En évaluant les dégâts causés par les séismes, il convient de tenir compte non seulement de l'environnement tectonique général, de l'intensité des mouvements actuels, etc., mais aussi des conditions topographiques locales. Les accidents du relief, la nature du sol, la profondeur des couches aquifères, autant de facteurs qui exercent une influence sur l'effet extérieur de l'ébranlement, le renforçant ou l'atténuant. L'étude de l'influence exercée par les conditions géologiques est l'objet de la branche séismologique qui porte le nom de *séismologie régionale.*

Suivant les dangers que peut entraîner un séisme on procède à l'édification des bâtiments et des autres ouvrages d'art en se conformant à telles ou telles *règles de constructions aséismiques.* D'après les cartes de séismicité régionale, complétées par des données sur le milieu géologique local (nature des terrains, etc.), on détermine l'intensité éventuelle des tremblements de terre. En tenant compte de cette intensité, on établit alors les plans de construction. Ainsi, la fabrique textile d'Achkhabad avait été construite en prévision d'un tremblement de terre d'une intensité de 9 degrés. Ce fut justement l'intensité enregistrée lors du tremblement de terre de 1948


MER DU NORD
MER DE NORVÈGE
OCÉAN GLACIAL ARCTIQUE
MER DE BARENTS
MER DE KARA
MER DES LAPTEV
MER DE SIBÉRIE ORIENTALE
MER DE BERING
MER D'OKHOTSK
MER DU JAPON
MER JAUNE
MER NOIRE
MER CASPIENNE
MER D'ARAL
Cercle polaire boréal
Volga
Don
Oka
Kama
Oural
Tobol
Ichim
Irtysch
Obl
Yenisseï
Angara
Lena
Aldan
Amour
Indus
Iarkend
Tchou
Lac Balkhach
Lac Baïkal
Lac Kaïzak
Lac Aral
Lao-ho
Hoang-ho
Kolyma
Indigirka
Yana
Dniepr
Dniestr
Pechora
Basse Tounguska
Vitim
Olekma
Zeïa
Soungari
Chilka
Ussuri
Iablonoï
Stanovoï
Ienisseï
Mezen
Onega
Dvina
Kuban
Terek
Sulak
Kouma
Manytch
Ural
Sakmara
Ob
Irtysch
Ichim
Tobol
Kama
Volga
Oka
Don
Dniepr
Dniestr
Pripet
Pechora
Dvina
Onega
Mezen
Kolyma
Indigirka
Yana
Lena
Aldan
Amour
Zeïa
Soungari
Ussuri
Chilka
Iablonoï
Stanovoï
Ienisseï
Angara
Vitim
Olekma
Basse Tounguska
Iarkend
Tchou
Lac Balkhach
Lac Aral
Lac Kaïzak
Lac Baïkal
Indus
Lao-ho
Hoang-ho

et la fabrique ne fut que très peu endommagée. Il en fut de même des tours de l'élévateur en béton armé édifié également à Achkhabad, qui ont bien supporté le séisme. Les bâtiments du Musée régional et de la Banque d'Etat construits en briques résistantes liées par des mortiers spéciaux ne subirent presque pas de dommages. Quant aux maisons mal construites, elles furent détruites. Des exemples de ce genre abondent.

Pour permettre aux édifices de résister aux secousses il est recommandé en premier lieu d'utiliser des matériaux de construction

Fig. 256. Bâtiment édifié dans une zone séismique d'une intensité de 8 degrés. On distingue entre les étages les ceintures de béton armé

de bonne qualité ; il faut se conformer en outre aux normes aséismiques : alléger les toits, exclure les éléments de construction lourds et de nature décorative (corniches en saillie, grands balcons, reliefs sculptés) ; il est recommandé aussi de limiter le nombre d'étages et de prévoir, à chaque étage, une ceinture de béton armé ou de briques armées consolidant l'édifice, etc. (fig. 256). Il existe des instructions détaillées relatives aux constructions à édifier dans des régions dans lesquelles se manifestent des séismes d'une intensité donnée en se conformant aux normes de construction aséismique. En U.R.S.S., *la construction des édifices aséismiques, tâche d'Etat d'importance capitale*, est régie par les administrations gouvernementales. L'observation rigoureuse des normes aséismiques réduit fortement le danger de destruction d'édifices par effet des chocs souterrains.

CHAPITRE 17

Magmatisme

On entend par magmatisme *l'ensemble des phénomènes complexes liés à l'activité énergétique interne du globe, qui se manifestent soit par la montée du magma jusqu'à la surface, soit par son intrusion dans l'épaisseur de l'écorce où il se consolide à des profondeurs variables en donnant des venues de dimensions et de formes diverses.*

Suivant la nature des mouvements du magma et le niveau de sa pénétration dans la croûte terrestre, on distingue deux formes de magmatisme : le *magmatisme de profondeur* (*intrusif*) quand le magma monte des foyers profonds des zones sous-corticales, pénètre par injection dans la croûte, sans atteindre la surface, et se consolide à des profondeurs variées ; et le *magmatisme de surface* (*effusif*) se manifestant par l'arrivée du magma à la surface, où il forme des coulées de lave ; il comprend l'ensemble des manifestations volcaniques. C'est pourquoi on donne souvent au magmatisme effusif le nom de *volcanisme* (de Vulcain, Dieu du feu des Romains). Toutefois, nombre d'auteurs donnent au terme de volcanisme un sens plus large englobant tous les phénomènes conditionnés par l'activité du magma à la surface et en profondeur. Mais il est préférable de n'employer ce terme que pour les phénomènes du magmatisme effusif, comme dans le présent manuel, en restreignant son sens. Les deux aspects du magmatisme ne sont que l'expression des formes diverses du mouvement complexe du magma. Les conditions différentes de manifestation de ce phénomène sont à l'origine de la formation des types de roches correspondants.

§ 1. Magmatisme effusif ou volcanisme

Les éruptions volcaniques et les appareils d'évacuation ou *volcans* qui leurs sont associés constituent une des formes du mouvement du magma. Une éruption volcanique fait monter à la surface des laves en fusion (de température de l'ordre de 900—1200°), des gaz, des vapeurs d'eau, ainsi que des cendres et d'autres produits solides. Les éruptions peuvent avoir un caractère calme, lorsque la lave s'écoule graduellement des points de sorties et s'étale sur les versants, ou violent si elles sont accompagnées d'explosions puis-

santes et de projection dans l'atmosphère de gaz et de laves abondants qui se dispersent dans l'air et retombent sur les versants des montagnes volcaniques et aux alentours. Les éruptions peuvent également avoir un caractère mixte.

Les volcans peuvent être classés en :

1) *volcans centraux* (lorsque l'éruption emprunte le conduit central) et

2) *volcans linéaires* (quand l'épanchement de la lave se produit par des fissures de la croûte terrestre).

Un volcan du *type central* est une montagne en forme de cône aux contours plus ou moins réguliers et dont les versants présentent un angle de pente de 30 à 35° et plus.

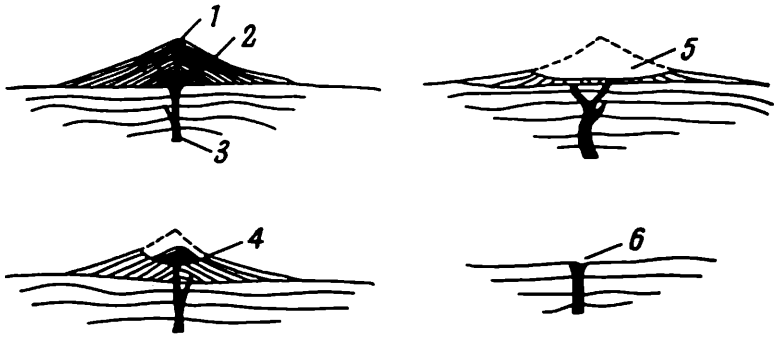


Fig. 257. Structure des appareils volcaniques:
1 — cratère; *2* — cratère adventif; *3* — cheminée (tuyau); *4* — somma; *5* — caldeira; *6* — maar

Chaque volcan a une *cheminée*, conduit traversant les roches en place que suivent les produits d'éruption. Au sommet se trouve un exutoire en forme de cavité, le *cratère*, qui surmonte la cheminée (fig. 257).

Les cheminées de certains volcans comportent des conduits adventifs par lesquels s'échappent la lave, les gaz et les scories : ces points de sorties se signalent par des cônes reproduisant à une échelle réduite les montagnes volcaniques. On les appelle *volcans adventifs* ou *parasites* ; ils se situent sur les versants de grands volcans. Ces cônes adventifs parsèment les versants de l'Etna en Sicile et du volcan Klutchevskaïa au Kamtchatka.

Les sommets des volcans peuvent subir des destructions au cours des âges et se transformer en d'énormes cavités à parois abruptes et à fond plat que l'on appelle *caldeira*. Leur origine peut être diverse. Parfois, elles semblent dues aux explosions violentes et à l'expulsion de grandes quantités de matériaux solides ; parfois elles s'expliquent par l'effondrement de la partie supérieure du cône volcanique qui

comble le vide créé par l'explosion et le brusque retrait du magma ; parfois encore elles sont produites par la désagrégation et l'érosion des parois du cratère. A l'intérieur des caldeira de nouveaux cônes peuvent s'élever ; ils sont ordinairement de dimensions réduites et un espace annulaire les sépare des parois de la caldeira.

Certains volcans comportent des cônes emboîtés (*somma*). Le Somma est, à proprement parler, ce qui reste du large vallum de

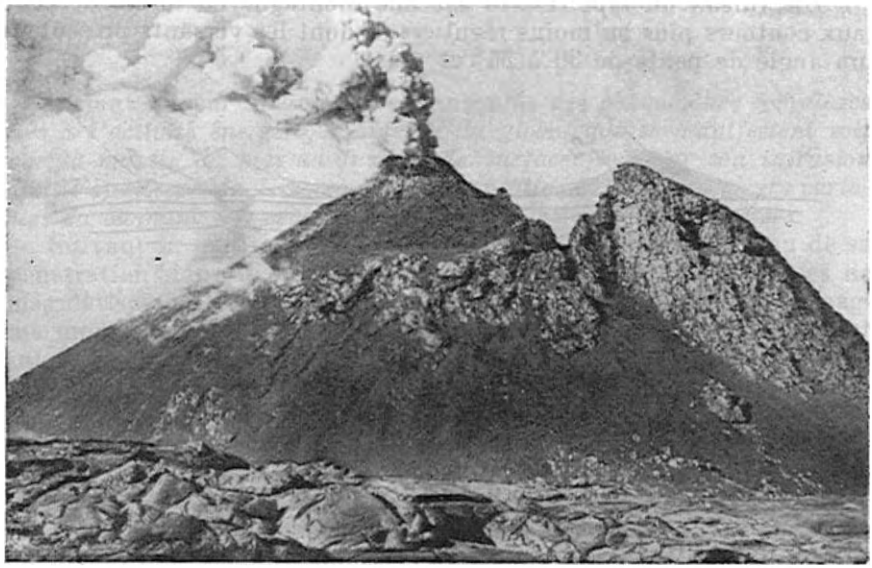


Fig. 258. Vésuve. Cône édifié à l'intérieur du Somma lors de l'éruption de 1944

l'ancien cratère du Vésuve ; un cône plus récent et bien conservé dû à la reprise de l'activité du volcan s'élève à l'intérieur du Somma (fig. 258).

Les flancs des volcans constitués par des laves solidifiées sont souvent entaillés par des ravins rayonnants qui descendent du cratère en pente raide et qu'on appelle *barrancos*. Parfois, ces barrancos sont si serrés que seules des crêtes étroites les séparent, donnant aux flancs des cônes un aspect côtelé.

Parmi les appareils volcaniques conservés jusqu'à nos jours on peut distinguer les volcans actifs et les volcans éteints. Actuellement, on compte 450 volcans actifs. Il est vrai que cette distinction est toute relative, car on ne peut pas être certain qu'au moins quelques-uns des volcans aujourd'hui éteints ne reprendront pas leur activité.

§ 2. Principaux types éruptifs

Les volcans centraux peuvent être classés en plusieurs types éruptifs d'après la constitution et les propriétés de la lave, la richesse en gaz, la nature des éruptions et la structure des appareils volcaniques.

1. **Cratères ou cheminées d'explosion.** C'est la forme la plus simple de manifestation de l'activité des volcans : un tuyau (cheminée) perçant verticalement les roches encaissantes qui s'élargit vers le haut en forme d'entonnoir. Il est produit par une seule éjection violente de gaz. La cheminée et le cratère sont surtout remplis de produits

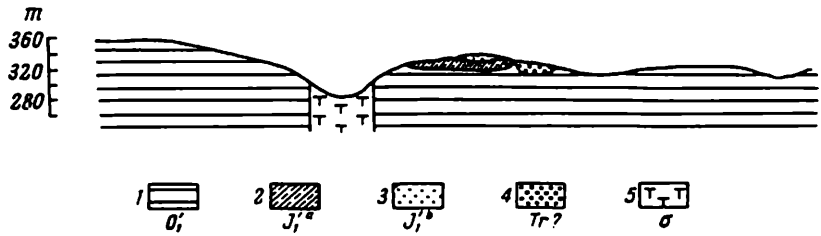


Fig. 259. Coupe de la cheminée diamantifère « Mir », Yakoutie.
1 — dolomies, calcaires, marnes de l'Ordovicien inférieur (série Oust-Koutskaïa) ; *2* — argiles, sables argileux, dépôts farineux consolidés, houille du Jurassique inférieur (couches inférieures de la série Oukougoutskaïa) ; *3* — dépôts de sables, de sables et graviers et de sables et de galets du Jurassique inférieur (couches supérieures de la série Oukougoutskaïa) ; *4* — sables, graviers et galets avec argile kaolinique supposée du Tertiaire supérieur ; *5* — kimberlite (d'après E. Elaguina, N. Kind, P. Potapov)

d'éruption solides et entourés parfois d'une couronne peu saillante de projections meubles. On ne découvre pas dans ce cas d'extrusion de laves. Les formes de ce genre sont surtout nombreuses dans les pays rhénans en Allemagne où les cratères sont généralement occupés par un lac. On leur donne le nom de *maar* (fig. 257). Le diamètre de ces volcans monogéniques varie de 250 à 3 000 m.

Des cheminées d'explosion de ce genre sont depuis longtemps connues près de Kimberley en Afrique du Sud où elles sont associées aux gisements diamantifères. Ces cheminées se distinguent des maars par l'absence d'eau dans leurs cratères ; on les appelle *pipes* ou *diatrèmes*.

Ces dernières années on a trouvé des cheminées d'explosion en Yakoutie, découverte très importante, car c'est un signe de l'existence de pipes diamantifères ; or, le diamant est largement utilisé dans de nombreuses branches industrielles. La structure géologique d'une de ces cheminées (« Mir ») est représentée sur la fig. 259. Il a été établi qu'elle datait du Trias.

2. **Le type vulcanien (etno-vésuvien).** On classe sous cette appellation les volcans européens connus comme l'Etna (altitude 3 522 m, Sicile), le Vésuve (altitude 1 186 m, près de Naples) et plusieurs grands volcans du Kamtchatka. Ces volcans complexes manifestent fréquemment leur activité par des éruptions violentes, des explosions de gaz et des éjections de grandes quantités de matériaux solides. Leurs laves sont ordinairement neutres ou acides (andésites et dacites), visqueuses et très peu mobiles; il est fréquent qu'après solidification il se forme dans le cratère une croûte sous laquelle s'accumulent des gaz qui ne trouvent pas d'issue. Leur pression augmentant, il se produit finalement une explosion violente qui déclenche une éruption.

Au début de l'éruption on observe des émanations abondantes de gaz et de vapeurs d'eau mélangés à des cendres. Des colonnes de fumée sombre, composée de masses de gaz, s'élèvent à plusieurs kilomètres. Le phénomène augmentant d'ampleur, des morceaux de lave incandescente sont projetés du cratère et se solidifient dans l'air; les explosions et les éjections de « bombes » volcaniques s'accélérant, la lave en fusion commence à sortir du cratère et transforme en nuées ardentes en colorant en rouge les puissants nuages de vapeurs. La lave, après avoir atteint les bords du cratère, s'écoule plus ou moins vite le long des flancs du volcan en empruntant les rigoles et en formant parfois des coulées étroites, longues de dizaines de kilomètres. L'avancée de la lave incandescente détruit tout sur son passage. Pendant l'éruption, les flancs du volcan et les environs se couvrent d'une couche épaisse de scories, de lapilli, de bombes volcaniques. Puis toutes ces manifestations de l'activité du volcan cessent pour un temps indéterminé.

Le régime et le caractère des éruptions déterminent la structure de l'appareil volcanique, de son cône qui s'appelle *strato-volcan* ou *volcan stratifié*. Ses versants sont constitués de projections solides, surtout de tufs volcaniques alternant avec des coulées solidifiées.

3. **Le type peléen** a reçu son nom de la Montagne Pelée de l'île de la Martinique (Antilles). La lave de ce volcan est très visqueuse. Elle se solidifie dans le cratère d'où elle est lentement expulsée par la pression des gaz. Il se forme ainsi un culot qui obstrue l'issue. Les gaz s'accumulent en masse puis provoquent des explosions violentes qui projettent d'énormes quantités de matériaux solides. L'éruption catastrophique de la Montagne Pelée en 1902 fut provoquée par une explosion d'une force extraordinaire qui projeta une nuée de gaz et de cendres incandescente (portée à 800°); cette nuée ardente déferla vers le bas du versant à la vitesse de 150 m par seconde et détruisit tout sur son passage. C'est ainsi que Saint-Pierre, capitale de la Martinique comptant trente mille habitants, fut rasée en quelques minutes. Après l'éruption, une sorte d'obélisque s'édifia au-dessus du volcan, haut de 300 m, empêchant de nouveau la sortie des gaz. Cet obélisque, composé d'andésite, s'écroula peu après.

Les volcans de ce type sont surtout formés de produits volcaniques solides et de fragments de la roche encaissante rejetés lors de l'éruption. Les cônes qu'ils constituent s'appellent *cônes de débris*.

4. Le **type bandaïsanais** (ou ultra-vulcanien) doit son nom au Bandaï-san, le plus grand volcan du Japon. Les volcans de ce type déclenchent des éruptions très violentes qui s'accompagnent de l'éjection d'une grande quantité de fragments de dimensions variées et sans émission de lave. Outre le Bandaï-san qui se manifesta avec une force particulière en 1888 (après un repos millénaire), on classe dans ce groupe le Katmaï de l'Alaska et le Krakatoa qui se trouve dans le détroit de la Sonde entre les îles de Java et de Sumatra et qui est connu pour ses éruptions violentes de 1883.

5. Le **type hawaiien.** On classe dans ce type les volcans des îles Hawaii et ceux d'Islande. L'île Hawaii de l'archipel des Sandwiches possède deux volcans : le Mauna Loa qui s'élève à 4 166 m au-dessus du niveau de la mer et à 8 766 m au-dessus du fond de l'océan, et le Kilauea qui se trouve sur le versant Sud-Est du Mauna Loa et s'élève à 1 230 m au-dessus du niveau de la mer.

En Islande, les volcans de ce type sont ordinairement peu élevés. Le plus grand est le Kodlatta-Dinghia.

Les éruptions des volcans du type hawaiien se distinguent fortement de celles des types précédents. Leur lave est basique, basaltique et très fluide, relativement pauvre en gaz, portée à une température élevée (environ 1 200°). Les gaz se dégagent, plus ou moins aisément, en formant de petits jets. Les explosions sont rares. Dans l'ensemble, l'éruption se déroule calmement. La lave déborde périodiquement le cratère et s'épanche sur les versants en formant des coulées de 40 à 50 km de long (pour les volcans hawaiiens) et de 80 km pour certains volcans islandais. Si la lave s'épanche régulièrement dans toutes les directions, elle forme des nappes. La vitesse d'écoulement de la lave basaltique est de 4 à 5 m/s et par endroits, sur les pentes très raides, jusqu'à 8 m/s. Lorsqu'il y a une rupture de pente (ressaut), elle s'écoule en formant des *cascades* qui rappellent des chutes d'eau.

Les principaux produits d'éjection des volcans du type hawaiien sont les laves basaltiques liquides, une quantité relativement faible de gaz et parfois des scories légères très bulleuses (cheveux de Pélée). L'*appareil volcanique* est essentiellement construit de couches ou nappes de lave solidifiée qui forment un énorme soulèvement surbaissé et plat dont les versants ont des angles de pente de 5 à 8° ; c'est cette forme particulière qui est à l'origine de l'appellation de *bouclier* donnée à ces calottes de laves basiques.

Enfin, il convient de signaler le **type strombolien** (nom provenant du volcan Stromboli, aux îles Lipari dans la Méditerranée) dont les laves sont basiques, mais d'une moindre fluidité et d'une température de 1000-1100° (fig. 260). La viscosité plus élevée de la lave conditionne l'accumulation de gaz et augmente la pression. Les

éruptions prennent la forme d'explosions pulsées avec projection de bombes volcaniques, de lapilli et de scories dont les couches, en alternant avec les coulées de lave solidifiée, constituent le cône.

En conclusion il faut souligner que les types hawaiien, vulcanien et péléen (et le type bandaïsanais très proche) se distinguent très nettement. Cette classification n'a rien d'absolu, car il existe de nombreuses formes intermédiaires; de plus, la composition des laves et le type dynamique d'un même volcan varient avec le temps.

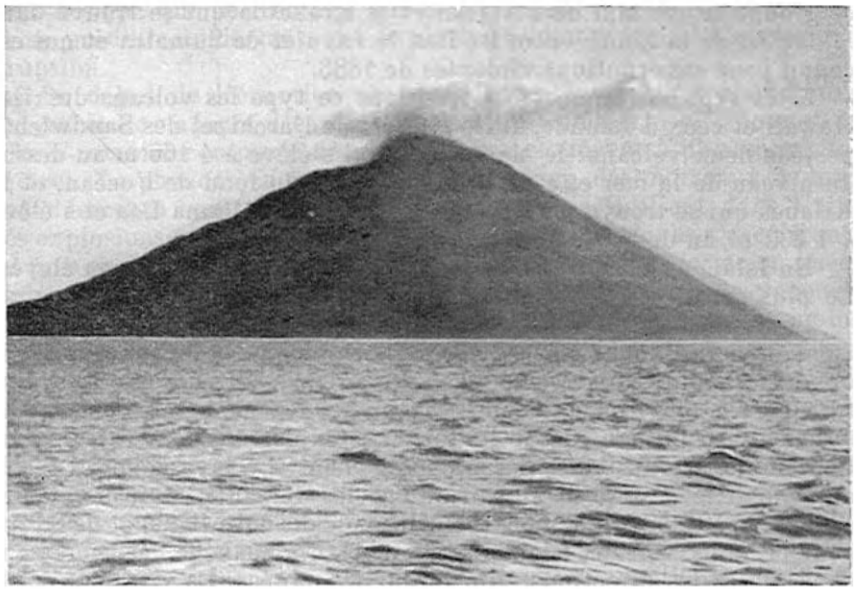


Fig. 260. Stromboli. Iles Lipari, Italie

6. Eruptions linéaires ou fissurales. Les extrusions de lave peuvent se produire non seulement par des points de sortie centraux mais aussi à partir des fissures profondes et allongées affectant la croûte terrestre. Ordinairement, il s'agit d'une lave basique très fluide et très mobile. En débordant d'une fente, elle s'épanche sur un vaste espace et, une fois solidifiée, elle forme des *nappes* (champs de lave). Durant l'époque historique on a enregistré des éruptions linéaires en Islande. En 1873, il s'est formé dans cette île une nappe de lave basaltique qui s'est répandue sur une surface de 557 km² à partir d'une cassure longue de 32 km (volcan Laki). Mais les éruptions linéaires ont atteint des dimensions particulièrement grandes à des époques géologiques révolues.

D'énormes plateaux de lave couvrant une surface de 500 000 km² et plus se rencontrent en Colombie et dans la région de Snake-River

(Nord-Ouest des U.S.A.). Ils sont dus à des éruptions linéaires qui se sont produites entre le Miocène et le Quaternaire. L'épaisseur de la nappe basaltique y atteint parfois 1 000—1 500 m.

Le plateau de lave du Deccan (Inde) est encore plus vaste; les émissions de lave les plus violentes datent ici de la fin du Crétacé et du Paléogène.

Des nappes basaltiques existent en Grande-Bretagne (plateau Antri), en Arabie et en Syrie, dans certaines parties de l'Afrique et de l'Australie.

En U.R.S.S., des éruptions linéaires de grande envergure se sont produites dans la région du Plateau Arménien, au Néogène et au Quaternaire. La lave, en débordant des fentes, s'est répandue dans toutes les directions et, en remplissant les dépressions du relief, elle a aplani la surface du sol. Les nappes basaltiques recouvrent ici une superficie de l'ordre de 50 000 km^2.

Des champs de laves très vastes et très anciens existent aussi en Sibérie où on les appelle « *trapps* ».

§ 3. Eruptions de certains volcans d'Europe et d'Asie

L'éruption du Vésuve en 79 et les ruines de Pompéi. C'est une des éruptions les mieux connues. Elle détruisit les villes d'Herculanum et de Pompéi et causa de graves dommages aux agglomérations, aux champs et aux jardins des environs de Naples.

L'éruption débuta durant la journée du 24 août. Pline le Jeune, encore adolescent à l'époque, se trouvait au cap Misène, à 30 km du Vésuve, d'où il put observer l'éruption. Plus tard, il fit le récit des impressions ressenties dans deux lettres adressées à l'écrivain romain Tacite, lettres qui sont considérées comme les plus brillantes et les plus anciennes descriptions volcanologiques.

Pline signale d'abord un nuage « d'une grandeur et d'une forme extraordinaires... à le voir de loin, il était difficile de distinguer de quelle montagne il sortait (on sut après que c'était le Vésuve)... C'était comme un tronc fort allongé qui s'élevait très haut et se partageait en un certain nombre de rameaux... Il était tantôt blanc, tantôt sale et tacheté, selon qu'il avait entraîné de la terre ou des cendres »

Une flotilie romaine commandée par Pline l'Ancien, oncle de Pline le Jeune, se trouvait à proximité du même cap Misène. Pline l'Ancien donna l'ordre de mettre à l'eau les quadrirèmes, grands bateaux à quatre rangs de rameurs, et de se diriger vers la ville de Stabies pour porter secours aux habitants des environs du Vésuve en détresse.

« Il court là d'où les autres fuient et gouverne droit au péril... Déjà la cendre tombe sur les vaisseaux, et plus ils approchent, plus elle est chaude et épaisse; puis ce sont des pierres ponces et des cailloux noircis, calcinés, brisés par le feu. » Les bateaux abordèrent.

« Cependant, on voit luire en plusieurs endroits du Vésuve des flammes très larges et des jets de feu s'élèvent très haut dont la lueur éclatante est accrue par les ténèbres de la nuit... Les bâtiments chancèlent, ébranlés par de violentes et fréquentes secousses et comme arrachés de leurs fondements; ils semblent aller d'un côté et de l'autre, puis revenir à leur place. En plein air, d'autre part, on doit redouter la chute de pierres ponces quoique légères et desséchées par le feu... On s'attache des oreillers sur la tête avec des linges, c'est une protection contre ce qui tombe. Déjà il fait jour ailleurs, mais là règne une nuit plus noire et plus épaisse que toutes les nuits... Puis les flammes et une odeur sulfureuse qui annonce leur approche mettent les autres en fuite et le font (Pline l'Ancien — *G. G.*) se lever. Appuyé sur deux esclaves il se dresse et tombe tout à coup. Je m'imagine que la vapeur épaisse le suffoqua et lui coupa la respiration qui chez lui était faible... »

Des secousses ininterrompues et des mouvements du sol ébranlaient les environs du Vésuve. « Là mille faits surprenants s'offrent à nous, mille terreurs nous assiègent. Les voitures que nous avons fait avancer sont, quoique le terrain est tout plat, poussées dans des directions différentes, et même en les fixant avec des pierres, on ne peut les faire tenir en place. En outre, la mer semble s'absorber en elle-même et être comme refoulée par le tremblement de terre... Le rivage s'avance, un grand nombre d'animaux marins demeure à sec sur la grève. De l'autre côté apparaît un nuage noir et effrayant : déchiré par un souffle de feu qui le sillonne de traits rapides et tortueux, il présente en s'entrouvrant de longues traînées de flammes semblables à des éclairs, mais plus grandes encore... »

Les masses de cendres mêlées à l'eau formèrent des coulées de boue qui ensevelirent Pompéi. La boue se solidifia et la ville se trouva ainsi « fossilisée » et conservée pour des siècles. Au XVIe siècle, pendant les travaux de déblaiement exigés par la construction de canalisations d'eau, l'architecte Fontana mit à jour par hasard des ruines d'édifices et de murs portant des inscriptions et des fresques. En 1748, on commença les fouilles. Actuellement, presque tous les quartiers de la ville sont dégagés.

Les ruines sont impressionnantes. Pompéi était une petite ville très animée avec de nombreuses maisons de pierre, de vastes villas et un réseau de rues et de places très compliqué. On a déblayé la place centrale, le Forum, où s'élevaient divers édifices publics et les temples (fig. 261). De là, dans toutes les directions, partaient des rues dallées de larges pierres et bordées de hauts trottoirs. De nombreuses maisons ont gardé des traces de la vie quotidienne, donnant l'impression qu'elle vient d'y être interrompue. Le Musée d'Antiquarium rassemble différents objets de la vie quotidienne : vaisselle, bijoux, jouets, ustensiles de divers métiers, engins de pêche, instruments chirurgicaux, restes d'aliments (des pains calcifiés trouvés dans une boulangerie, du blé, etc.).

Au Nord de la Sicile, en pleine mer, se situent les îles Lipari ou Eoliennes sur lesquelles s'élèvent les volcans Stromboli, Vulcano, etc.

Enfin, le cône géant de l'Etna s'élève en Sicile même.

Donnons quelques extraits du rapport sur les régions volcaniques de l'Italie présenté par un des auteurs de ce manuel après la visite du pays qu'il effectua en 1954.

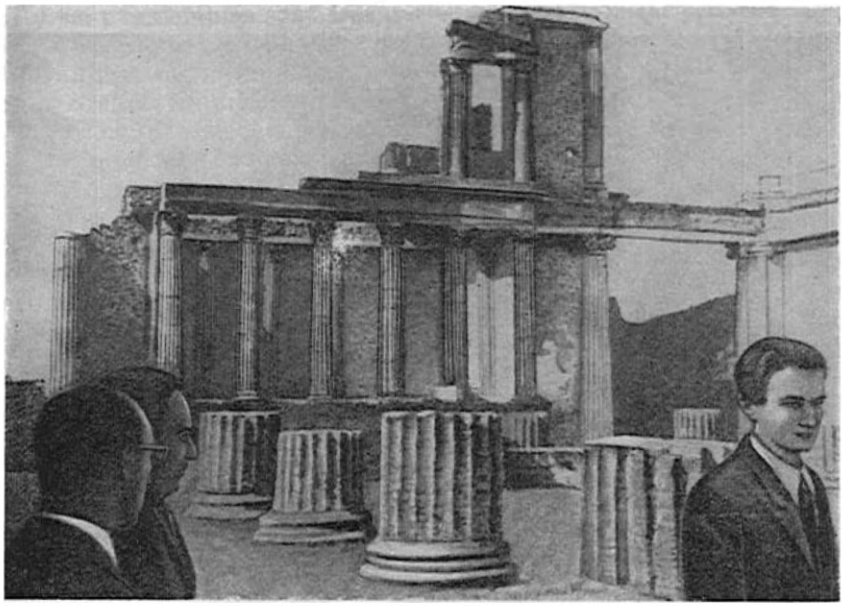


Fig. 261. Fouilles de Pompéi. Italie. Forum

« Les Champs Phlégréens sont formés par une série d'appareils volcaniques. Ce sont des cônes bas ou seulement des cratères larges et aplatis, dont le fond abrite parfois un lac.

«Nous sommes d'abord allés voir le cratère Solfatara (fig. 262). De grandes flèches blanches avec l'inscription « Vulcano Solfatara » nous guident. La voiture s'arrête près de l'entrée, on achète un billet et l'on s'engage dans le cratère en descendant un sentier en pente douce. Le fond est complètement plat et sec. Par endroits, des fissures laissent échapper des bouffées de vapeurs blanches. Sur les parois abruptes, parmi les couches de lave et de tufs, brillent de nombreux cristaux de soufre jaunes très fragiles qui viennent d'être formés. Dans des cavités peu profondes une boue fluide bouillonne. Le sol est chaud et il n'est pas toujours possible de tenir dans la main des fragments de roche. Tout près, la Grotte des chiens dans

laquelle s'étale au ras du sol le gaz carbonique, mortel pour les animaux de petite taille comme les chiens et les chats. Il y fait très chaud, le corps se couvre immédiatement de sueur et la respiration est oppressée.

«L'appellation de ce cratère est devenue commune: tous les émanations postvolcaniques qui contiennent de la vapeur et des combinaisons sulfurées à une température d'environ 150° s'appellent *solfatares* (soufrières).

Fig. 262. Intérieur du cratère du Solfatara. Italie. Champs Phlégréens

«Tout près, se situe un cratère du même genre, le Lac d'Averne; il est de forme circulaire et est rempli d'eau. Le niveau du lac correspond à celui de la mer toute proche. A l'époque romaine, des sources thermales jaillissaient au bord du lac et des manifestations d'activité fumerollienne s'observaient. L'eau des sources était utilisée dans les thermes (bains publics) connus sous le nom de Tempio di Apollo, dont les ruines grandioses se sont conservées jusqu'à nos jours.

«A l'Est du lac s'élève le cône régulier de Monte Nuovo, montagne basse et isolée édifiée sous les yeux de l'homme en 1538; c'est un volcan miniature très typique. Je l'escaladai de mauvais gré, supposant, en me frayant un chemin à travers les broussailles, que rien de particulièrement intéressant ne m'attendait en haut. Aussi

fus-je surpris lorsque je ne trouvai pas de sommet, mais un cratère très profond, inattendu, aux formes régulières. Un paysan rassemblait du foin au fond. Une vue splendide s'offrait à mes yeux, notamment sur le cap Misène d'où Pline le Jeune observa l'éruption du Vésuve.

«La visite suivante fut celle du Vésuve.

«Le terminus de l'autobus se trouve sur le flanc du Vésuve; tout près s'élève l'Observatoire volcanologique qui contient une riche documentation sur l'activité du volcan. Les échantillons de laves qui y sont rassemblés sont très curieux, en particulier ceux de lave « cordée » et une bonne collection de cristaux de leucite et de barres d'aluminium obtenues à partir de ce minéral. On y voit de même des bas-reliefs imprimés dans la lave visqueuse avant qu'elle ne se solidifie; divers échantillons de bombes, cendres, tufs, etc. L'Observatoire possède également une riche bibliothèque et une collection de photographies.

«Après la visite, un tramway nous transporte, le professeur D. Imbò, directeur de l'Observatoire, et moi-même, jusqu'à la station inférieure du téléphérique. Un siège léger suspendu à un câble nous élève rapidement; la sensation est impressionnante et les curieux ne sont pas tous pressés de se risquer dans cette aventure.

«Près du sommet les flancs du Vésuve sont très raides, d'une cinquantaine de degrés. Ils sont dénudés, couverts de cendres et de gros fragments de lave. Les parois du cratère sont abruptes et il est impossible d'y descendre. La profondeur du cratère est d'environ 200 m. Par endroits, une vapeur monte, sa température est de 500° environ. On voit apparaître des efflorescences jaunes et blanches. Une couche d'accumulations meubles est nettement visible; elle recouvre la lave dense de l'éruption de 1944 (fig. 263). Une langue étroite de lave noire descend en longeant l'Observatoire jusqu'à la ville de Saint-Sébastien qui fut très éprouvée lors de cette éruption. Le professeur Imbo est plusieurs fois descendu dans le cratère à cette époque. Il a vu des bombes et des lapilli projetés à une distance de 16 km et un nuage de cendres de 4 km d'épaisseur s'élever. L'Observatoire fut recouvert d'une couche de 1 m de cendres; le téléphérique fut détruit. Actuellement, le volcan est assoupi.

«De Naples, nous avons pris le bateau pour aller dans les îles Lipari et visiter les volcans Stromboli, Lipari et Vulcano. L'ascension du Vulcano est aisée, car son altitude n'est que de 400 m. Partout on voit des traces d'éruptions récentes, des bombes, de la lave, des cendres. Une vapeur d'eau très chaude émane de partout, des jets s'échappent même du fond de la mer, et l'on a l'impression que près du quai l'eau bouillonne.

«De même, le Stromboli, qui se distingue par une activité ininterrompue, bien que faible; à des intervalles de quelques minutes, des cendres noires accompagnées d'éclairs rouges s'échappent du nuage de vapeur recouvrant le sommet. Sur les flancs du volcan, deux villages assez importants sont cependant installés (fig. 260).

Fig. 263. Dans le cratère du Vésuve:
/ — produits des éruptions antérieures; *2* — couche de lave refroidie formée lors de l'éruption de 1944 ; *3* — produits meubles de l'éruption de 1944

«La localité que nous visitons ensuite est Taormina. C'est une très ancienne colonie grecque de la côte orientale de la Sicile, dans un site merveilleux. La bourgade est accrochée à un versant raide qui descend en gradins vers la mer ; la végétation est abondante. C'est de là que commence notre ascension de l'Etna, d'abord en autobus, en longeant de jolies coulées de lave noire récente, des jardins et des vignobles, jusqu'à l'altitude de 2 km où se trouve le petit hôtel de Nicolosi, et ensuite à pied pour une ascension de 4 heures. D'abord le versant, en pente douce, est recouvert d'une couche meuble de lapilli, puis, tout en haut, un cône immense s'élève, formé de bombes qui portent des marques de leur nature plastique et d'un refroidissement rapide. Leur aspect est vraiment impressionnant. Le cratère est complexe, il comporte deux cônes adventifs et une fissure qui coupe le fond en deux. La vapeur émane de partout en grande quantité, formant des nuages. Les fragments de lave sont couverts de placage de soufre, de halotrichite [1] et de pikkereinghite [2]. J'ai eu l'imprudence de lécher un de ces minéraux et je me suis brûlé la langue, sans doute sous l'effet de l'acide sulfurique. Les flancs à pente très douce de l'Etna comptent plus de 200 cônes parasitaires. C'est par ces orifices que se sont produits les épanchements de lave récents. »

Il existe des volcans actifs ailleurs qu'en Europe. Les hauts volcans d'Afrique présentent un grand intérêt (montagnes du Cameroun, fosse d'effondrement du Kilimandjaro, groupe du Kirounga), de même que l'Erébus, volcan de l'Antarctide (altitude 3 890 m), qui se dresse parmi les glaces et les neiges de la côte de la Terre Victoria. Le Japon possède de nombreux volcans dont le plus connu est le Fuji-Yama (4 062 m), ou comme l'appelle la population locale, le Fu-ji-san (« seigneur »). De nombreux volcans s'élèvent en Indonésie, notamment le Krakatoa. Ils se succèdent ici régulièrement et sont étroitement associés à la tectonique très jeune et très compliquée de l'archipel.

Le Krakatoa (détroit de la Sonde). Son éruption en 1883 est l'exemple d'une terrible catastrophe provoquée par des forces naturelles. Elle s'est déclenchée après un repos de deux siècles et elle dura plusieurs mois. Les premiers signes précurseurs de la reprise de l'activité se manifestèrent le 20 mai lorsqu'une colonne de vapeurs d'eau et de gaz monta du cratère et s'éleva jusqu'à 11 000 m. Le phénomène atteignit son paroxysme les 26 et 27 août lorsque quatre explosions gigantesques se succédèrent. Il en résulta des éjections d'énormes masses de produits solides (près de 18 km^3), les deux tiers de l'île principale formée par le volcan s'effondrèrent et formèrent une dépression profonde (300 m) envahie par la mer. Les produits expulsés étaient surtout des pierres ponces et des cendres

---

[1] $FeAl_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$.
[2] $MgAl_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$.

Fig. 264. Volcan Houtiansy. Chine, province de Chan-si

Fig. 265. Volcan Houtiansy. Chine, province de Chan-si. La lave recouvre une couche de lœss

volcaniques qui couvrirent en retombant une surface de 800 000 km². La masse de cendre s'abattant dans la zone du détroit fut telle qu'elle entrava la navigation. Les explosions produisirent des vagues gigantesques rappelant les raz de marée observés lors de séismes marins. La hauteur de ces vagues atteignit 35-36 m. Elles se déplacèrent à une grande vitesse, traversant l'océan Indien, le Pacifique et une partie de l'Atlantique, et elles causèrent de nombreuses victimes et des destructions sur les côtes de Java et de Sumatra. Trois villes, plusieurs villages, le remblai du chemin de fer le long de la côte de Java furent détruits, 40 000 personnes périrent.

Les **volcans de Chine** présentent également un grand intérêt. Ils constituent plusieurs groupes dont les plus typiques se trouvent près de Datung (province de Chan-si) et près de Ten-Tchoung (province de Yunan). Tous ces volcans sont éteints, mais leurs cônes se sont bien conservés, et les coulées de lave semblent être tout à fait récentes. Le cratère du volcan Houtiansy (groupe de Datoung) abrite un petit monastère (fig. 264). Au pied du volcan, la coulée de lave recouvre des accumulations de lœss et elle s'étend elle-même sous de jeunes formations de lœss (fig. 265), ce qui prouve qu'au moins une des éruptions s'est produite durant la formation du lœss, c'est-à-dire pendant le Quaternaire récent.

§ 4. Propriétés physiques et chimiques des produits de l'activité volcanique

Les produits de l'activité volcanique peuvent être divisés en trois groupes: les émanations gazeuses, les épanchements liquides et les projections solides.

Emanations gazeuses. A tous les stades, l'activité des volcans s'accompagne du dégagement de vapeur d'eau et de gaz qui s'échappent de l'orifice central, des cônes adventifs et de nombreuses fissures. Les gaz dominants sont: H_2S, SO_2, CO_2, CO, HCl, H, O, N, Ar, Cl, F. Leur température varie sensiblement, mais elle est généralement très élevée. Au-dessus de 180°, les dégagements de gaz s'appellent *fumerolles*, de 180 à 100°, *solfatares* et au-dessous de 100°, *mofettes* (de l'italien *mofeta*, lieu des exhalaisons fétides). Tous les jets sont principalement constitués de vapeur d'eau dont la teneur, d'après de nombreuses analyses d'échantillons de gaz, s'élève à 60-90% du volume global des émanations; d'autre part, on trouve dans les fumerolles du HCl et d'autres composés chlorés (de fer, de sodium, de potassium, d'azote), dans les solfatares, du SO_2 et du H_2S, et dans les mofettes, du CO_2.

Parfois, le dégagement des gaz dans les régions volcaniques est très intense. Ainsi, dans la « Vallée des dix mille fumées » (Alaska), des millions de jets de gaz s'échappent dans l'air en amenant à la surface 23 millions de litres de vapeur par seconde à la température

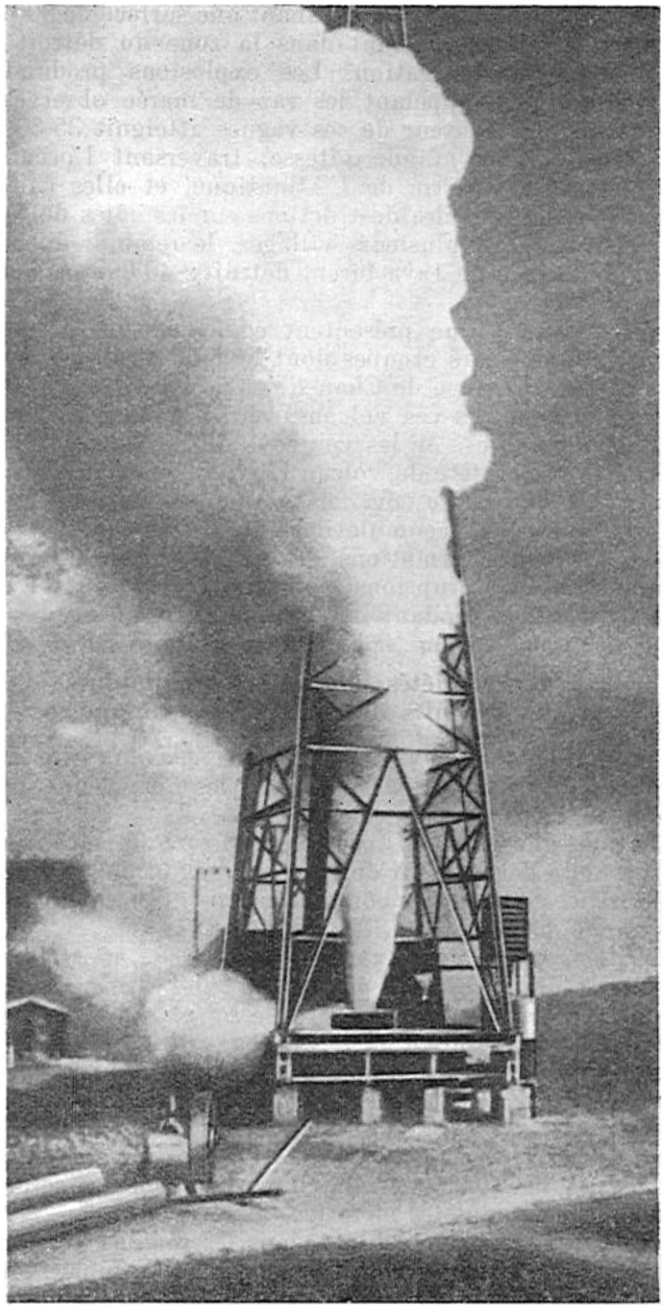


Fig. 266. Larderello. Italie. Dégagement de vapeur d'eau à partir des puits de sondage

de 600°. Au cours d'une année, 1 250 000 t de HCl et 200 000 t de HF se perdent ainsi dans l'air.

Aux environs de la petite ville de Larderello (région de Sienne, Italie) jaillissent de nombreuses sources thermales, des « lagoni » (de petits lacs et mares) bouillonnants, et des « soffioni » ou jets de vapeur. Des sondages ont permis de déceler ici d'énormes réserves de vapeur d'eau. Sous une pression naturelle de 5 atmosphères la vapeur est amenée par de grosses conduites à la salle des turbines d'une usine électrique. La température de la vapeur d'eau est d'environ 200°. Son débit atteint des millions de kilogrammes par heure (fig. 266). La puissance de la centrale est de 265 000 kW. En 1932, elle a produit 50 millions de kWh d'énergie électrique; en 1939, 500 millions; en 1948, 1 milliard et en 1952, 2 milliards.

Outre la production d'énergie électrique, l'usine de Larderello extrait à partir des gaz de l'acide borique (4 415 t en 1953), du sulfate, du carbonate et du chlorure d'ammonium (619 t en 1953), du borax (4 000-5 000 t), de l'acide carbonique, du sel carbonique d'ammoniaque, de l'hélium, de la glace sèche et d'autres produits.

La vapeur et les gaz d'origine volcanique peuvent être utilisés dans de nombreuses régions comme source importante d'énergie et de matières premières pour l'industrie chimique.

Epanchements liquides. La lave est le produit essentiel de l'activité volcanique; c'est une masse siliceuse incandescente à l'état liquide. Comme nous l'avons déjà dit, la *lave* se distingue surtout du *magma* par une moindre teneur en gaz et en vapeurs d'eau qui saturent le magma profond. Pour le reste, sa composition est identique à celle du magma et, suivant sa teneur en silice, on distingue les laves acides, neutres et basiques.

La composition chimique des laves et leur contenu gazeux déterminent pour beaucoup leurs propriétés physiques, leur viscosité, leur fluidité et, par suite, les types éruptifs. Ainsi, les laves basaltiques de composition basique, qui atteignent la surface avec des températures de l'ordre de 1 200°, se distinguent par une très grande fluidité et s'épanchent sur de grandes étendues en formant des coulées ou des nappes, alors que les laves plus acides sont visqueuses et s'écoulent plus lentement; en débouchant du cratère, elles se solidifient rapidement et forment, sur les flancs des volcans, des coulées relativement courtes.

La lave se solidifie d'abord à la surface de la coulée; sous la croûte solide, une lave liquide peut couler encore longtemps. La lave répandue comporte toujours une certaine quantité de gaz qui subsiste également sous la croûte solidifiée. En s'accumulant en certains endroits de la lave en mouvement, les gaz se dégagent par explosions; brisant la croûte solide, ils forment ainsi des blocs qui se hérissent les uns sur les autres en constituant une surface chaotique. Ce sont des *laves en blocs*. Elles se distinguent des laves *ridées* dont la surface est relativement lisse.

Une lave solidifiée donne lieu à des roches *effusives*, c'est-à-dire des roches à structure cryptocristalline qui apparaissent ordinairement sous forme de coulées, de nappes, etc. Tels sont les andésites, les dacites, les trachytes. Les roches effusives se caractérisent par une structure prismée, en boules, etc.

Projections solides. Sous l'action des gaz qui, du fait des pressions énormes ou des explosions violentes, s'échappent de la cheminée des volcans, un grand nombre de matériaux solides sont projetés en l'air. Ce sont des fragments de roches encaissantes et de blocs arrachés au cratère ainsi que de grandes quantités de lave rejetée

Fig. 267. Bombe volcanique recueillie sur les versants de la montagne Avatchinskaïa (longueur 37 cm ; trouvée par G. Gorchkov)

dans l'atmosphère qui s'y solidifie et retombe sur les versants sous forme de gros blocs ou de fragments vacuolaires. Lorsque ces matériaux sont assez gros on leur donne le nom de *bombes volcaniques*. Elles ont parfois une forme en fuseau ou en poire, due aux déformations subies dans l'air pendant le vol par des lambeaux de lave non solidifiée (fig. 267). Les bombes volcaniques peuvent varier de 5-10 cm à plusieurs mètres de diamètre et même atteindre 30 m dans des cas exceptionnels; parfois elles sont rejetées à plusieurs kilomètres. Il arrive que les alentours du volcan soient parsemés de bombes; c'est le cas de la cime de l'Etna qui est un cône de débris formé par une multitude de bombes de formes et de dimensions les plus diverses. Lors de l'éruption nocturne du volcan Klutchevskaïa, le 2 janvier 1945, un cône aigu monta brusquement en oblique au-dessus du cratère; il avait la couleur jaune-orange du feu et s'éleva à 1,5 km. D'innombrables bombes volcaniques incandescentes et de petits fragments retombaient de son sommet ressemblant, selon l'expression de B. Piip, chef de la Station volcanologique du Kamtchatka, à une tempête de feu.

Les fragments volcaniques plus petits que les bombes s'appellent *lapilli* (de 1 à 3 cm de diamètre); parfois ils couvrent les flancs des volcans d'une couche continue très épaisse; généralement, leur aire d'extension est beaucoup plus grande que celle des bombes.

Enfin, les fragments encore plus petits portent le nom de *sables volcaniques* (grains visibles à l'œil nu) et de *cendres* (poudre), de composition minérale très variée ; on y trouve des cristaux à peine formés de feldspath, de leucite, d'augite, de magnétite, etc., mais surtout de verre volcanique. La cendre a l'aspect d'une poudre fine de teinte grise et est composée de grains microscopiques de verre volcanique. Parfois, la cendre est emportée à de très grandes distances ; ainsi, dans la région de Voronèje, on a découvert des couches de cendre provenant d'éruptions de volcans caucasiens actuellement éteints, en particulier de l'Elbrouz. Lorsque de gros fragments se soudent, ils donnent lieu à des *agglomérats* (brèches volcaniques) ; la cendre, en s'agglutinant, donne des *tufs volcaniques* ou *éruptifs*. Le tuf peut comporter divers fragments anguleux et on l'appelle alors *lave de tufs agglomérés* (brèche à tufs). Les variétés homogènes de tufs sont utilisées dans le bâtiment comme matière première pour la production du ciment (*trass*, *pouzzolanes*).

§ 5. Phénomènes postvolcaniques

Longtemps après l'atténuation des manifestations volcaniques ou même après l'assoupissement du volcan on peut encore observer divers phénomènes qui s'expliquent par l'activité persistante d'un foyer magmatique au sein de la zone corticale : émanations de gaz, geysers et sources thermales, volcans de boue.

Les **gaz** qui accompagnent les éruptions volcaniques de tous les types continuent à se dégager de la cheminée et des fissures apparaissant sur les versants et au pied du volcan, même après que l'éruption s'est terminée, ce sont ce qu'on appelle les fumerolles et les solfatares. Certains volcans poursuivent une activité solfatarique pendant des centaines et des milliers d'années (Solfatara en Italie). Un volcan s'assoupissant définitivement dégage des gaz carboniques froids, les mofettes.

Les sources thermales. Elles sont souvent associées à une activité récente ou actuelle des volcans. Elles déposent parfois à la surface des substances chimiques spécifiques. Leur température peut s'élever à 100° (Kamtchatka). On trouve des sources thermales non seulement dans des régions volcaniques, mais aussi dans celles qui ont été récemment soumises à d'intenses mouvements tectoniques (Pamir, Tian-Chan, certaines régions de montagnes en Chine, etc.). Dans de nombreux cas elles correspondent aux zones tectoniques connues, comme par exemple les failles d'importance locale telles que la Grande faille chevauchante du Kopet-Dag ou les alignements hydrothermaux en Turkménie.

A une certaine profondeur il est normal de rencontrer de l'eau chaude, car avec la profondeur la température du sous-sol s'accroît. Cette augmentation est partout du même ordre : 3° par 100 m. Donc, à 1 km de profondeur la température de l'eau doit atteindre 30°,

et au quatrième kilomètre elle doit monter jusqu'à 100°. On peut espérer qu'à l'avenir on saura utiliser les ressources inépuisables d'eau chaude qui gisent au sein de la Terre.

Dans les régions volcaniques la température de l'eau s'accroît en profondeur plus rapidement qu'ailleurs. En outre, les volcans eux-mêmes, avec leurs réserves de magma se trouvant à proximité de la surface, contribuent au réchauffement de la croûte. C'est pourquoi dans les régions volcaniques les sources thermales abondent. Et même si le volcan est éteint depuis longtemps les sources chaudes poursuivent leur activité témoignant de la présence au sein de la croûte terrestre de foyers chauds ou même de masses en fusion.

Les geysers constituent un type de sources particulier. Ce sont des sources intermittentes d'eau chaude et de vapeur du type jaillissant; leur nom provient de la région de Geyser en Islande où ils ont été étudiés pour la première fois. Les geysers se rencontrent dans les régions d'activité volcanique récente ou actuelle: en Islande, en Italie, à Java, en Nouvelle-Zélande (île du Nord), dans le Yellowstone Park (Etats-Unis); il y a aussi des geysers au Tibet à une altitude de 4 700 m. La vallée Geysernaïa au Kamtchatka compte 12 grandes sources chaudes et des dizaines de petites. La température de l'eau à la sortie varie suivant la région de 80 à 100°. La hauteur du jet atteint parfois plus de 50 m. Un des plus grands geysers du Yellowstone Park, le geyser « Géant », projette une colonne d'eau et de vapeur d'une température de 94,8° à une hauteur de 40 m.

On connaît bien le Grand geyser d'Islande qui envoie un jet à 30 m pendant 10 minutes tous les 24-30 heures. Le point de sortie est un conduit de 3 m de diamètre; il est entouré d'un cône constitué de concrétions siliceuses déposées par le geyser. A la partie supérieure du cône on trouve un bassin de 18 m de diamètre et de 2 m de profondeur qui se remplit périodiquement d'eau chaude. Au niveau de la surface du bassin la température de l'eau est de 80-82°, alors qu'à 6 m de profondeur elle est de 120°.

En 1941, T. Oustinova découvrit de nombreux geysers au Kamtchatka, dans la vallée de la Choumnaïa (au voisinage du volcan Kikhpinytch). On a trouvé ici 22 grands geysers et une centaine de petits. Voici la description que donne V. Vlodavetz de l'activité d'une de ces sources. Le groupe de recherche venait d'atteindre une petite cuvette remplie d'eau: « Un léger nuage de vapeur montait de la surface d'eau. Quelques minutes après, l'eau commença à s'agiter, on vit apparaître des petites et des grosses bulles d'air, puis l'eau se mit pour ainsi dire à bouillonner. De grosses gouttes s'élevèrent à une hauteur de 1,5 à 2 m, tandis que le nuage de vapeur qui montait en même temps était emporté par le vent vers le Sud. Puis les dégagements de vapeur augmentèrent et celle-ci commença à s'élever verticalement, entraînant des filets, des « paquets et des gouttes » d'eau à une hauteur d'environ 10 m. Quant à la colonne de vapeur, elle montait jusqu'à 15-20 m, puis suivait la direction

du vent. L'éruption de l'eau et de la vapeur se poursuivit pendant 5 minutes environ. »

Schématiquement, on peut se représenter le phénomène du geyser de la façon suivante : un conduit en zigzags se trouvant au sein de la Terre est rempli d'eau surchauffée, c'est-à-dire ayant une température qui, compte tenu des pressions dans le conduit, est proche de l'ébullition. Lorsque la pression de la vapeur atteint une certaine limite, l'eau est expulsée du conduit, la pression diminue alors, provoquant immédiatement la transformation en vapeur de grands volumes d'eau surchauffée. La vapeur et l'eau sont projetées avec force hors du conduit et forment une colonne d'eau jaillissant à une hauteur de plusieurs mètres.

Les eaux chaudes des geysers contiennent en grande quantité des substances minérales, surtout des oxydes de silicium. Ces substances se déposent autour du point de sortie et forment parfois de grands cônes. Ces concrétions minérales s'appellent *geysérites*. Les geysers recèlent une énergie thermique importante qui, dans maintes régions, est utilisée dans des buts pratiques.

Les volcans de boue. Ce sont des collines constituées de boue, de dimensions variées, souvent en forme de cônes dont le sommet est un cratère. Ils sont surtout dus à la pression des gaz et des vapeurs d'eau portés à une température élevée qui montent des profondeurs en suivant les joints. Rencontrant des roches meubles saturées d'eau, les gaz les expulsent à la surface sous forme de boue. Parfois, ces éruptions se déroulent calmement, la boue commence à bouillonner, puis elle est expulsée par de petits jets ou bien s'épanche sur les versants et contribue à l'accroissement du cône ; dans d'autres cas, le phénomène est violent et s'accompagne d'explosions et de projections de grandes quantités de matériaux meubles. Si la boue est très liquide, il ne se forme pas de cône, car elle s'étale dans toutes les directions.

Des volcans de boue peuvent avoir aussi une origine non volcanique, on les rencontre en particulier dans les régions de gisements pétrolifères (presqu'île d'Apchéron, région de Taman, etc.). Le mécanisme du phénomène est le même, mais il est alors déclenché par des gaz d'origine organique et non magmatique.

§ 6. Volcans d'U.R.S.S.

L'U.R.S.S. compte plusieurs régions volcaniques, mais les volcans sont surtout nombreux au Kamtchatka et dans les îles Kouriles. Dans la région de Primorié et dans le centre de la Sibérie on rencontre des cônes isolés à activité assez récente ; enfin, on trouve dans le Caucase un certain nombre d'appareils volcaniques actuellement éteints, mais encore actifs il y a relativement peu longtemps.

Volcans du Kamtchatka. L'activité volcanique du Kamtchatka a débuté au Paléozoïque et elle se poursuit jusqu'à nos jours avec

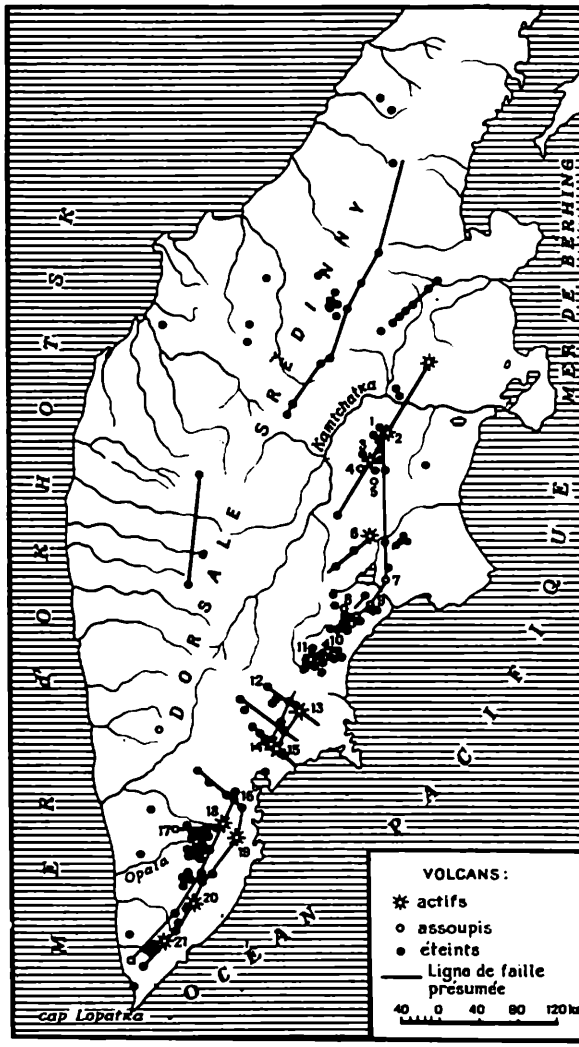


Fig. 268. Carte schématique des volcans du Kamtchatka. Montagnes: *1* — Ploskaïa; *2* — Klutchevskaïa; *3* — Kamen; *4* — Plosky Tolbatchik; *5* — Bolchaïa Oudina; *6* — Kizimène; *7* — Kronotskaïa; *8* — Ouzon; *9* — Kikhpinytch; *10* — Maly Sémiatchik; *11* — Karymskaïa; *12* — Zavaritski; *13* — Joupanovskaïa; *14* — Koriakskaïa; *15* — Avatcha; *16* — Vilutchik; *17* — Opala; *18* — Gorély Khrébet; *19* — Moutnovskaïa; *20* — Ksoudatch; *21* — Ilinskaïa; *22* — Itchinskaïa (d'après V. Vlodavetz)

une intensité variable. Les roches d'origine magmatique couvrent jusqu'à 40% de la surface de la presqu'île, ce qui donne une idée de l'ampleur des phénomènes volcaniques. Comme le montre l'étude de l'évolution géologique du Kamtchatka, l'activité volcanique y était associée aux mouvements orogéniques et se déroulait en même temps que ceux-ci. Les volcans actuels résultent d'une reprise intense de l'activité volcanique en corrélation avec les dernières phases des plissements alpins.

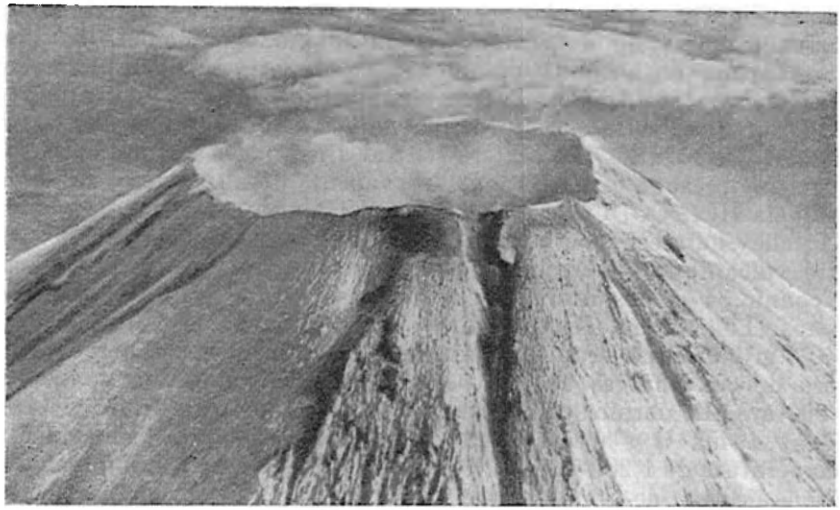


Fig. 269. Cratère du volcan Klutchevskaïa. Kamtchatka

Le groupe principal se trouve dans la partie orientale de la presqu'île où les volcans s'alignent en formant une bande du cap Lopatka au Sud jusqu'à la rivière Ozérnaïa au Nord. En tout, le Kamtchatka compte 180 volcans, dont 13 en activité, 9 assoupis et au moins 158 éteints. Les volcans se disposent d'une façon très serrée; si l'on compte tous les volcans, on trouve pour la bande orientale de la presqu'île en moyenne un volcan par 4 km (fig. 268). De nombreux volcans sont très élevés: trois dépassent 4 000 m, neuf ont de 3 000 à 4 000 m, 19 de 2 000 à 3 000 m. Examinons d'abord les volcans *actifs*.

Parmi les volcans actifs il faut d'abord nommer le Klutchevskaïa (fig. 269), le plus grand volcan d'Europe et d'Asie en activité, le plus violent et le plus élevé du Kamtchatka. C'est une montagne de 4 800 m d'altitude, en forme de cône régulier présentant constamment des signes d'activité volcanique. De 2 800 m au sommet, la montagne a la forme d'un cône légèrement tronqué aux versants très raides (jusqu'à 35°). Plus bas la pente s'adoucit et au pied

du volcan s'étalant sur une superficie de 3 000 km² elle devient très faible (environ 4°). Au sommet se trouve un cratère en forme de cuvette d'un diamètre d'environ 500 m. Ses parois sont formées de couches alternées de laves et de sables volcaniques. Des glaciers descendent de tous les versants jusqu'à une altitude variant de 1 800 à 2 000 m ; de place en place on voit surgir au-dessus du glacier des alignements rocheux ; ce sont les parties supérieures des coulées de lave recouvertes par les glaces. De nombreux cônes adventifs d'une hauteur de 200 m au plus parsèment les versants, généralement alignés sur les rayons qui partent du cratère central : leur distance maximale au cratère est de 25 km. Les coulées de lave s'échappent en général des bouches adventives. Leur longueur maximale est de 16 km. Par sa composition, la lave est neutre ou basique, assez visqueuse, donnant après solidification des andésites et des basaltes. Le cratère central ainsi que les cônes adventifs dégagent presque constamment des vapeurs d'eau et des gaz parmi lesquels HCl, CO, CO_2, SO_2, N, H, O. Par sa structure, le volcan Klutchevskaïa est un *strato-volcan* typique avec des éléments d'activité volcanique des types etno-vésuvien et strombolien. Ce volcan a connu 34 cycles d'éruptions, c'est-à-dire une éruption tous les 7 ans. Le volume des produits éjectés formant le volcan est de 340 km³. Chaque éruption fournit 1/2 km³ de matériaux. Sur la base de ces chiffres on peut établir que le volcan existe depuis 5 000 ans. Le dernier paroxysme violent a été enregistré fin 1944 – début 1945 ; il s'accompagna d'un épanchement de lave (d'une température de 1 200°), de la formation de nouveaux cônes adventifs, d'une éjection de grandes quantités de cendres et de bombes incandescentes, d'un dégagement abondant de vapeurs et de gaz, de secousses du sol et d'un grondement souterrain intense. Ces dernières années ce volcan a été étudié en détail par B. Piip.

Le *volcan Karymskaïa* est une montagne peu élevée en forme de cône régulier, qui se caractérise par une activité volcanique intense. Il occupe la partie centrale d'une vaste caldeira et s'élève à 500 m au-dessus du fond de celle-ci. Le cône central est surtout constitué de matériaux volcaniques meubles ; il ne comporte pas de barrancos, ni d'autres traces d'érosion ; c'est un cône bas, lisse, formé de débris. L'activité actuelle du volcan est caractérisée par des éjections de sable et de gravier, des dégagements de vapeur et de gaz et des épanchements de lave. Les laves, représentées par les dacites, sont les plus acides de celles qui s'échappent des volcans actuels du Kamtchatka. En 178 ans le Karymskaïa a connu 16 cycles de grands paroxysmes volcaniques ; ce chiffre est sujet à caution, car le volcan se trouve en un lieu inhabité et de nombreuses éruptions ont dû ne pas être enregistrées.

Le *volcan Avatchinskaïa* se trouve près de Pétropavlovsk-Kamtchatski et se distingue aussi par une activité intense. Il occupe l'emplacement d'un ancien cône volcanique de dimensions plus

grandes dont une explosion violente enleva le sommet, formant une cuvette de 4 km de diamètre. Un nouveau cône s'édifia à l'intérieur et atteignit une altitude de 2 725 m (le faîte du somma s'élève à 2 300 m). L'espace entre le cône en activité et le vallum du somma est occupé par un glacier. Le cône est constitué de laves d'andésite et de matériaux meubles.

S. Krachéninnikov, le premier explorateur des volcans du Kamtchatka, écrivait à propos de l'Avatchinskaïa qu'« il fume constamment depuis des temps immémoriaux, mais n'émet des flammes que pendant de courtes périodes. L'éruption la plus terrible a eu lieu en 1737 ; mais elle ne dura pas plus d'un jour et se termina par l'émission d'un grand nuage de cendres qui recouvrirent les environs d'une couche épaisse d'un verchok [1]».

A. Silnitski observa les épanchements de lave lors de l'éruption de 1901. « Ces flots de lave, tantôt larges comme un fleuve, tantôt étroits comme un ruisseau, sillonnaient le volcan dans toutes les directions et illuminaient d'une lumière fantastique le puissant Avatcha et son voisin, le Koriakskaïa, encore plus imposant. »

L'activité de l'Avatchinskaïa peut être rattachée au type vulcanien.

Il convient également de signaler le *Chévéloutch* (altitude 3 298 m), le plus au Nord des volcans en activité, un énorme massif aux contours compliqués dont l'évolution a été longue et complexe (il a été étudié en détail par A. Méniaïlov) ; le *Plosky Tolbatchik* (3 140 m) qui ressemble à une petite chaîne de montagnes, de forme plate et est recouvert de neige avec des dykes rayonnants dans toutes les directions, et qui comporte une multitude de cratères secondaires ; le *Moutnovskaïa* (2 320 m) qui a l'aspect d'un immense dôme à pente douce, avec une caldeira au centre ; le *Gorély Khrébet* (1 830 m) qui a aussi la forme d'une coupole avec de multiples coulées de lave sur ses versants en pente douce.

Parmi d'autres volcans présentant une activité réduite on peut citer le *Kizimène* qui possède deux sommets ; le *Maly Sémiatchik* avec un lac d'un vert brillant dans son cratère ; le *Joupanovskaïa* qui a la forme d'une chaîne montagneuse à plusieurs cimes correspondant chaque fois à un cratère ; le *Koriakskaïa* (3 460 m), un strato-volcan très élevé, situé au voisinage de l'Avatchinskaïa ; le *Ksoudatch* qui a la forme d'une large caldeira circulaire (7 km de diamètre) avec des lacs au centre ; l'*Ilinskaïa*, le plus au Sud des volcans actifs.

D'après leur activité volcanique on distingue parmi ces volcans des types stromboliens (Klutchevskaïa), vulcanien (Karymskaïa, Avatchinskaïa, Chévéloutch, etc.), mais quelquefois ils présentent des caractéristiques des types péléens, bandaïsanais et même hawaiiens.

---

[1] *Verchok* — mesure de longueur égale à 4,4 cm.

De nombreux volcans du Kamtchatka doivent être considérés comme *assoupis*. Parmi eux on distingue le volcan *Kronotskaïa* (3 730 m) en forme de cône régulier, avec des barrancos très nets. C'est un des plus beaux volcans du Kamtchatka. Sa cime pointue, brillante, dépourvue de cratère, est couverte de neige ; les flancs

Fig. 270. Volcan Itchinski. Dorsale Sredinny, Kamtchatka (1946)

du cône formés de coulées de lave et de couches de cendres sont d'un noir très dense ; en été, le pied du volcan est entouré d'une végétation forestière infranchissable. Non loin de là se trouve le grand lac Kronotskoïé, et à côté le littoral du Pacifique.

Parmi les volcans sommeillants il faut aussi ranger l'*Ouzon*, l'*Opala*, le *Kikhpinytch* et quelques autres. On a découvert récemment des geysers près du Kikhpinytch.

Un grand nombre de volcans du Kamtchatka sont des volcans *éteints*: *Kamen* (4 717 m), *Ploskaïa* (4 030 m), *Bolchaïa Oudina* (2 950 m), *Zavaritski* (1 600 m environ) et *Vilutchik* (2 175 m), cône régulier formé d'andésite et de basalte qui s'élève sur la côte Sud de la baie Avatchinskaïa, en face de Pétropavlovsk.

Dans la *Dorsale Srédinny*, située dans la partie occidentale du Kamtchatka, on trouve 25 volcans, tous éteints. Il faut surtout signaler l'énorme cône du volcan isolé *Itchinskaïa* qui s'élève en amont de la Sopotchnaïa (fig. 270).

De nombreuses sources thermales du Kamtchatka sont associées aux volcans.

Les multiples volcans du Kamtchatka, de formes et de types éruptifs très variés, constituent un objet d'étude fort intéressant pour les géologues. Décrits pour la première fois par S. Krachéninnikov (en 1737-1741), ils furent explorés plus en détail par A. Zavaritski, le grand pétrographe russe. Plus tard, ils furent étudiés systématiquement par un groupe de savants travaillant à la station volcanologique de l'Académie des Sciences de l'U.R.S.S. installée en 1935 à Klioutchi (près du volcan Klutchevskaïa) et qui comptait notamment V. Vlodavetz, A. Méniaïlov, B. Piip, S. Naboko, V. Popkov et G. Gorchkov.

Les recherches sur les volcans montrent une corrélation étroite entre les massifs éruptifs du Kamtchatka et l'évolution géologique et la tectonique de la presqu'île. Les massifs volcaniques se disposent dans la zone axiale des jeunes plissements s'allongeant dans le sens du méridien et correspondant aux fractures tectoniques de directions Nord-Nord-Est et Nord-Ouest.

Les volcans des Kouriles. Ils sont moins bien étudiés que les précédents. Les îles Kouriles forment une chaîne faiblement incurvée qui part de l'extrémité Sud du Kamtchatka (cap Lopatka) et s'étend sur 1 200 km jusqu'à l'île Hokkaïdo (Japon). A l'Ouest, du côté de la mer d'Okhotsk, la profondeur à proximité des côtes est de 2 000 à 3 000 m ; à l'Est, du côté du Pacifique, de 8 000 m. Parallèlement à l'arc des îles Kouriles s'allonge l'une des plus profondes fosses océaniques, la fosse Tuscarora qui dépasse 9 000 m. Les Kouriles sont donc une chaîne montagneuse relativement élevée mais recouverte par la mer dont seules les cimes isolées émergent de l'eau et forment des îles pour la plupart d'origine volcanique. On y a décelé environ 100 volcans dont 38 en activité (fig. 271). Le plus actif et le plus élevé est le très beau Alaid ; de forme régulière, il émerge directement de l'eau et atteint une altitude de 2 339 m.

Bien plus au Sud, sur l'île Matoua, se trouve un autre volcan, également très actif, le *Pic Sarytchev* (1 497 m). Son dernier paroxysme important date de novembre 1946. Il s'accompagna d'épanchements de lave, de formation de nouveaux cratères adventifs, d'éjection de bombes, de tremblement de terre, de grondements et de dégagement d'une énorme colonne de gaz et de cendres haute de 7 km.

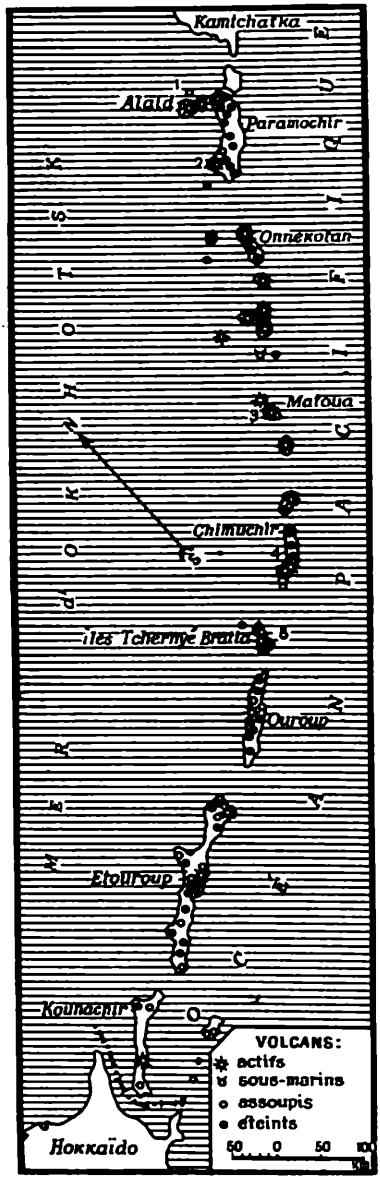


Fig. 271. Carte schématique des volcans des îles Kouriles: *1* — Alaid; *2* — Pic Foussa; *3* — Pic Sarytchev; *4* — volcan Milna; *5* — Snow (d'après V. Vlodavetz)

Les volcans *Pic Foussa*, *Snow* et *Milna* sont également très actifs. Les autres volcans ont une activité réduite.

Les îles comptent plusieurs volcans éteints ou assoupis de types variés: cônes, dômes, boucliers, sommas, « massifs » volcaniques, etc. Il y a plusieurs volcans sous-marins dont quelques-uns sont actifs.

On trouve ici de nombreuses sources thermales, des « chaudières » de boue, des geysers et d'autres manifestations d'un volcanisme intense.

Durant ces dernières années l'auteur de ce livre a réalisé d'intéressantes observations sur les volcans des Kouriles.

§ 7. Répartition géographique des volcans

Actuellement, on connaît plus de 500 volcans plus ou moins actifs. Il y a cependant beaucoup plus de volcans éteints ayant gardé leur forme conique et une structure volcanique. La répartition géographique des volcans est très irrégulière (fig. 272). De vastes territoires ne présentent aucun signe de manifestations volcaniques (telle la partie européenne de l'U.R.S.S., la Sibérie occidentale, etc.), tandis que dans d'autres régions l'activité volcanique est très intense. Le plus grand nombre de centres volcaniques, plus de 60%, se répartit le long des côtes et sur les îles du Pacifique. C'est ce qu'on appelle le cercle de feu du Pacifique. Dans la partie occidentale de l'océan cette ceinture volcanique commence par la presqu'île du Kamtchatka qui possède plus de cent volcans, puis se dirige vers le Sud en passant par les Kouriles, le Japon, les Philippines, la Nouvelle-Guinée, les îles Salomon.

les Nouvelles-Hébrides, la Nouvelle-Zélande. Sur la côte américaine du Pacifique la ceinture des volcans s'étend de la Terre de Feu vers le Nord en jalonnant les Andes, les plateaux entre la Sierra Nevada et les Rocheuses, puis les chaînes du Canada et de l'Alaska. Dans la partie septentrionale du Pacifique se trouvent les nombreux volcans des îles Aléoutiennes dont l'archipel s'étend de l'Alaska au Kamtchatka, bouclant ainsi, si l'on peut dire, le cercle de feu du Pacifique. Plusieurs volcans apparaissent au milieu du Pacifique.

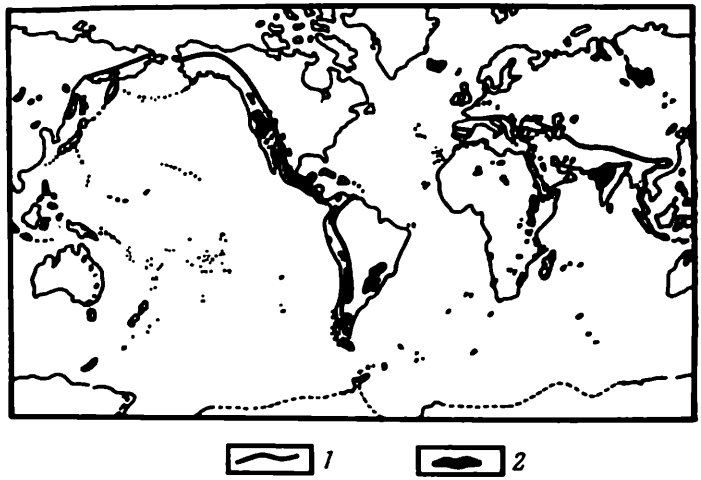


Fig. 272. Répartition géographique des volcans et zones des plissements alpins (d'après V. Magnitski), 1953:
1 — limite des zones de plissements alpins; *2* — épanchement de laves dû à l'activité des volcans postpaléozoïques

Les îles Hawaii au Nord de l'équateur en comptent deux en activité, le Mauna Loa et le Kilauea. Dans la zone équatoriale de la partie orientale de l'océan, il y a les îles Galapagos avec deux volcans actifs; plus au Sud, les îles volcaniques de Pâques et Juan Fernandez; plus à l'Ouest, les îles Samoa, Tonga, Kermadec, etc.

Une autre zone volcanique importante correspond aux régions de montagnes jeunes. Elle forme une large traînée qui court des Alpes au Caucase en passant par les Apennins et les montagnes de l'Asie Mineure. C'est la *ceinture des volcans méditerranéens* ou *de la zone alpine*. On y joint les volcans d'Italie (Vésuve, Champs Phlégréens, Etna, îles Lipari), de la mer Egée (Santorin, etc.), les volcans récemment éteints du Caucase (Elbrouz, Kazbek, etc.), de la Turquie (Ararat, etc.), et d'Iran (Démavend). Les volcans de l'archipel Malais constituent un prolongement très éloigné de cette ceinture d'extension presque latitudinale: 11 volcans actifs à Sumatra, 19 à Java, 15 dans les îles de la Petite Sonde et 3 aux

îles Moluques du Sud. Ici le groupe asiatique des volcans rejoint le cercle du Pacifique.

Au sein de l'Atlantique, on connaît trois régions d'activité volcanique importante. A l'Extrême-Nord, l'île Jan-Mayen, plus au Sud, l'Islande et au Sud-Est (entre l'Amérique du Nord et du Sud), les Grandes Antilles avec la célèbre Montagne Pelée dont la dernière éruption a présenté un intérêt particulier. C'est en Islande que se manifeste l'activité volcanique la plus intense; cette île possède plus de 25 volcans actifs, un grand nombre de cônes éteints et des éruptions linéaires. L'Hekla se distingue par une activité particulière: une de ses violentes éruptions fut enregistrée dans les années 1947-1948 et étudiée en détail par les géologues islandais.

Au Sud de l'Islande se trouvent les volcans des Canaries, des Açores, des îles du Cap Vert; dans la zone équatoriale et plus au Sud, on rencontre les îles volcaniques du golfe de Guinée, les îles Ste Hélène et Tristan da Cunha. Des volcans existent aussi dans la partie subéquatoriale de l'Afrique; sur la côte occidentale, le volcan Cameroun est en activité; en Afrique orientale on connaît un groupe de volcans jalonnant les grands effondrements tectoniques de la zone des lacs.

Enfin, dans l'océan Indien, des volcans actifs se trouvent dans les îles Comores, l'île Maurice et dans l'île de la Réunion près de Madagascar. Au Sud-Est, dans l'archipel Kerguelen on trouve le volcan Ross. L'Antarctide est entourée d'îles volcaniques; sur ses marges elle possède un volcan en activité, l'Erébus.

§ 8. Magmatisme intrusif (ou de profondeur)

Dans la plupart des cas, le magma, en montant des profondeurs de la Terre, n'arrive pas à la surface. Il est injecté dans la croûte terrestre où il se refroidit et se consolide lentement sous une couverture plus ou moins épaisse de roches sédimentaires, en formant des *intrusions*. Ces corps magmatiques diffèrent quant à leur forme et compliquent fortement la structure de la croûte. La couverture sédimentaire s'effrite peu à peu sous l'effet de divers agents exogènes et dégage ainsi les corps intrusifs que l'on peut alors étudier.

Les intrusions acquièrent des formes différentes suivant les conditions de leur formation et leurs liens avec les roches encaissantes.

Les *batholites* sont des masses de roches intrusives s'étendant sur des centaines et des milliers de kilomètres carrés; ils ont des contours irréguliers et se sont consolidés sous des couches très épaisses (fig. 273). Ils se distinguent par les caractéristiques suivantes:

1) contact bien circonscrit avec les roches encaissantes;

2) composition homogène; ils sont en effet constitués surtout par de roches acides, granites ou granodiorites; 3) liaisons avec les zones plissées où ils occupent les parties centrales en s'étirant parallèlement aux axes tectoniques des chaînes montagneuses. Souvent,

la longueur de ces massifs est plusieurs fois supérieure à leur largeur. Là où ils affleurent sous l'effet de l'érosion, ce ne sont que leurs parties superficielles qui sont mises à nu. Les parties se disposant en profondeur sont inaccessibles à l'étude. En guise d'exemple de grand batholite granitique on peut citer le massif de la partie occidentale de la chaîne Zéravchanski en Asie centrale (fig. 274), ou le massif de dimensions plus grandes de la chaîne Kongouro-Alanghezski dans la Transcaucasie.

Les batholites se forment simultanément aux mouvements de plissement affectant les roches encaissantes ou durant la phase

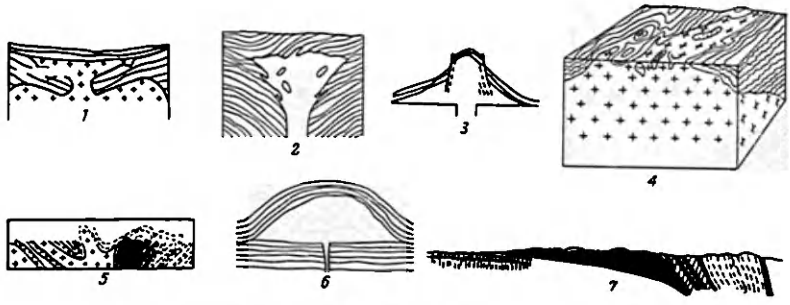


Fig. 273. Forme de certaines venues magmatiques:
1 — lopolite; *2* — étmolite; *3* — bysmalite (tampon plutonique); *4* — batholite; *5* — phacolite et acmolite; *6* — laccolite; *7* — harpolite (d'après E. Kouznétsov)

finale de ce phénomène orogénique. Cependant, l'origine des batholites n'est pas encore définitivement élucidée et elle continue à être discutée. De ce point de vue, les conditions de gisement du massif intrusif par rapport aux roches encaissantes présentent un grand intérêt. En règle générale, les roches encaissantes ne subissent pas l'action mécanique des masses intrusives, c'est pourquoi certains chercheurs pensent que les batholites se sont formés à partir du magma granitique venu des profondeurs et introduit par injection dans la croûte terrestre; en montant, le magma se prépare lui-même de l'espace en arrachant des blocs aux parois et aux toits des roches encaissantes qui, en tombant dans le magma, subissent une réfusion (le phénomène d'arrachement et de réfusion d'un matériau étranger par le magma intrusif est appelé *assimilation* ou *digestion*). D'autres chercheurs pensent plutôt qu'il faut rechercher l'origine des batholites non pas dans l'injection de magma mais dans la transformation des roches sédimentaires en granites, explication plutôt inattendue; une telle *granitisation* se réduit « à l'apport de matériaux par le magma granitique en bain de fusion aux roches incluses, à la désagrégation de ses minéraux et à la digestion graduelle des matériaux inclus, c'est-à-dire à leur assimilation. Les diffé-

rents secteurs du massif de granites ainsi obtenu sont à dominante basique ou acide suivant la nature du matériau apporté; ils sont pour ainsi dire contaminés, si la composition de la masse d'intrusion ne s'est pas encore uniformisée » (Kouznétsov, 1956).

Les *massifs d'injection* (stock) sont des corps intrusifs de forme irrégulière ayant les mêmes caractéristiques que les batholites

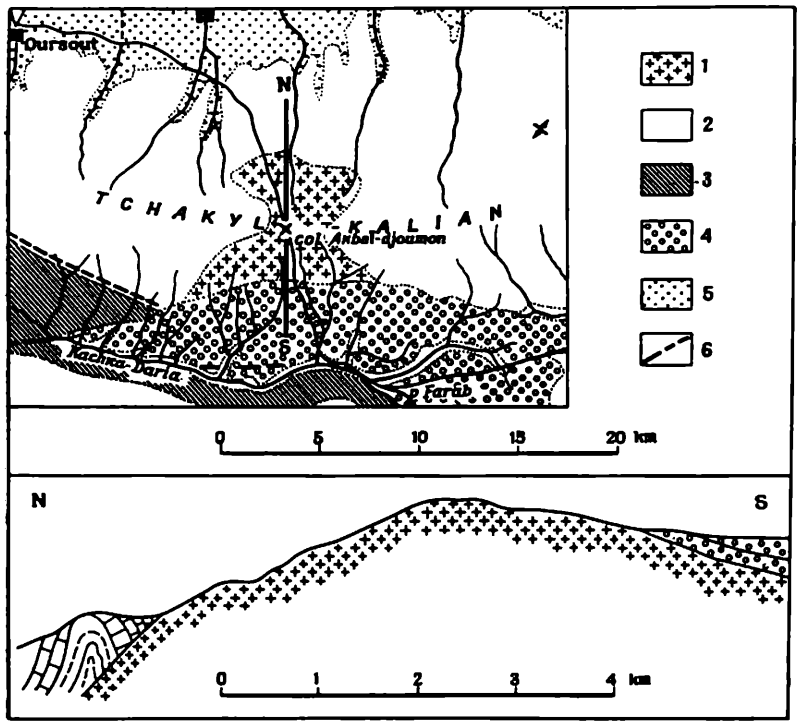


Fig. 274. Batholite de Tchakyl-Kalian, chaîne Zéravchanski. Carte géologique:
1 — granites; *2* — sédiments siluriens; *3* — sédiments dévoniens; *4* — conglomérats tertiaires; *5* — sédiments quaternaires; *6* — failles tectoniques. Sur la coupe les sédiments siluriens plissés sont indiqués par des rectangles (d'après S. Klounnikov, 1941)

mais qui s'en distinguent par des dimensions plus réduites. D'après R. Daly, les affleurements de massifs d'injection ne dépassent pas 100 km².

Les *laccolites* se consolident à une faible profondeur de la surface de la Terre (voir fig. 273). Elles ont la forme d'un gâteau, sont bombées à la partie supérieure et plus ou moins planes à la partie inférieure. Les dimensions des laccolites sont relativement petites et leur diamètre varie entre 100 m et quelques kilomètres. Une

laccolite se dispose entre les roches encaissantes sans les traverser. Lors de son intrusion, elle déforme mécaniquement les couches, soulève les roches sus-jacentes affectant une disposition en dôme et crée ainsi un creux que le magme emplit. Une laccolite se ramifie parfois en filons qui percent les roches encaissantes dans diverses directions et qui s'appellent *apophyses*. Des ramifications de ce genre sont également caractéristiques des batholites et des massifs d'intrusion. Les laccolites peuvent exister soit en formations isolées, soit en groupes. Les laccolites du Caucase du Nord (fig. 275),

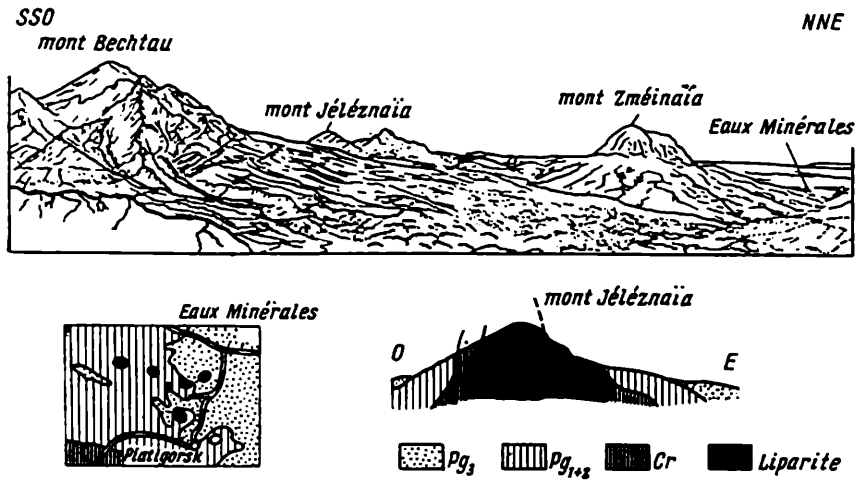


Fig. 275. Laccolites de Minéralnyé Vody (Eaux minérales). Caucase du Nord. (Dessin de N. Kostenko, profil d'après V. Pavlinov)

de la région de Minéralnyé Vody, sont un exemple bien connu de telles formations qui constituent ici les montagnes Bechtaou, Lyssaïa, Jéleznaïa, Kinjal, etc. Elles jalonnent le flanc Nord de l'anticlinorium du Grand Caucase.

La Crimée possède également des laccolites très typiques: les montagnes Aïou-Dag, Kastel, le cap Plaka, etc. Les roches de couverture ont été enlevées par l'érosion, et la surface supérieure de la laccolite affleure nettement, laissant voir des fissures caractéristiques disposées parallèlement à la surface (fig. 276).

On distingue aussi les *phacolites*, petits corps intrusifs en forme de lentille qui occupent les voûtes des plis en contact concordant avec les terrains encaissants, les *chonolites*, de forme irrégulière, qui présentent des rapports compliqués avec les roches encaissantes et d'autres corps intrusifs (voir fig. 273).

Les dykes. En se déplaçant au sein de la croûte terrestre, le magma remplit toutes les fissures et constitue des venues intrusives

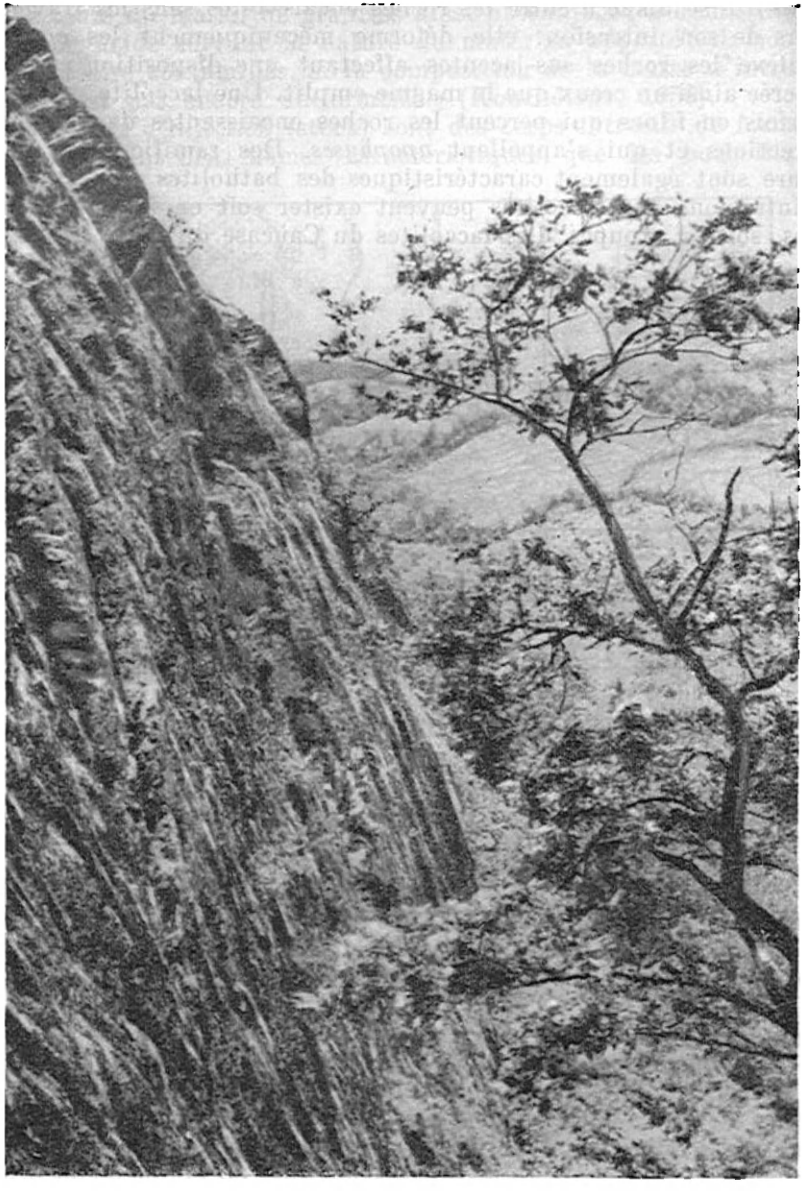


Fig. 276. Laccolite de Castel, Crimée. On voit affleurer l'extrémité ouest de la laccolite. Vue en direction du Sud

du type filon qui rayonnent généralement à partir des grands massifs intrusifs. Leur composition est très variée, et ils correspondent ordinairement aux ondulations en voûte des zones plissées. La plupart des dykes sont en contact avec les terrains encaissants;

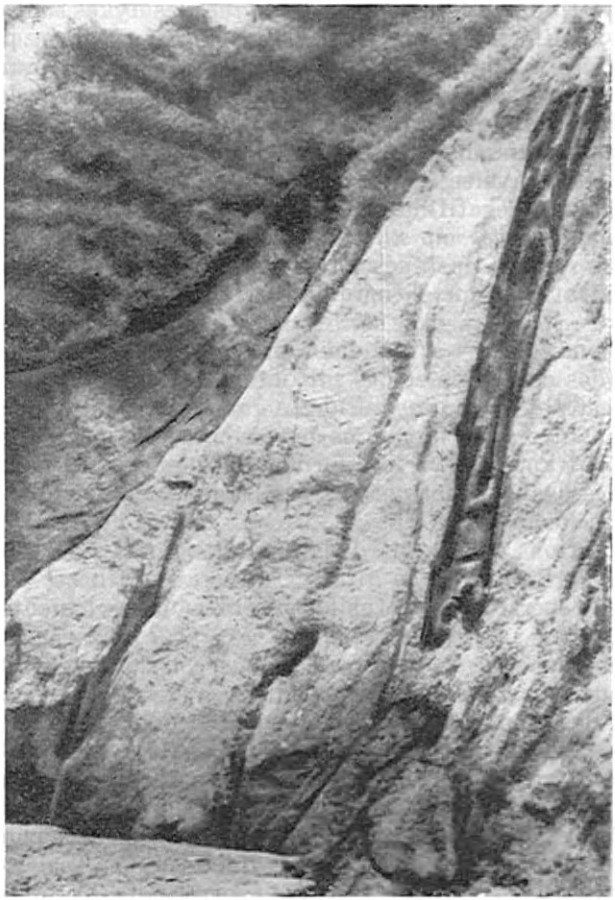


Fig. 277. Filon de porphyrites traversant un massif granitique. Tian-Chan

ils recoupent la stratification sous un certain angle et ne s'insèrent entre les couches que dans des cas exceptionnels. Ils sont presque toujours limités latéralement par des parois plus ou moins parallèles. La distance entre ces parois détermine l'épaisseur du filon qui varie de fractions de mètre à plusieurs dizaines de mètres et se situe le plus souvent entre 1 et 6 m. Quelquefois, ces filons se rétrécissent

ou s'élargissent en adoptant la forme irrégulière des fissures qu'ils remplissent (fig. 277).

Etant donné que les dykes recoupent les couches déjà plissées, il est évident que leur formation est postérieure aux plissements ayant affecté les roches encaissantes.

Sous l'action des agents atmosphériques les dykes sont déchaussés et mis en saillie, ils forment alors des murs que l'on peut suivre sur de grandes longueurs. Cette ressemblance avec un mur est d'ailleurs à l'origine de leur appellation, *dyke* signifiant mur de pierre en écossais. Si un dyke est constitué par une roche plus résistante que les terrains encaissants, il s'élève au-dessus d'eux (dyke positif), mais si c'est l'inverse on voit apparaître une dépression en forme de fossé (dyke négatif).

Les *filons-couches* ou *sills* sont des corps intrusifs en forme de nappes qui se sont insinués entre deux couches sans déranger les plans de stratification. Généralement, ils sont composés de roches basiques.

Les filons-couches s'étendent presque toujours sur de vastes étendues (des centaines et des milliers de kilomètres carrés) et leur épaisseur est plus ou moins uniforme quand on suit une même venue. On les rencontre aussi bien dans des couches horizontales (par exemple dans les trapps de la Plate-forme sibérienne) que parmi les terrains plissés. Dans ce dernier cas, les filons-couches sont plissés avec les roches encaissantes.

Les injections du magma dans la croûte terrestre sont en rapport étroit avec la formation de gîtes de minéraux utiles, c'est pourquoi l'étude des divers corps intrusifs présente non seulement un intérêt théorique, mais aussi pratique.

La formation de *filons hydrothermaux* est également étroitement associée aux phénomènes magmatiques se déroulant au sein de la Terre. Or, des éléments natifs leur sont liés, les sulfures ainsi que de nombreux minéraux utiles. Du fait de la montée des solutions chaudes résultant de la condensation des vapeurs d'eau et des gaz dégagés par le magma lors de son refroidissement, diverses substances sont transportées vers la surface et déposées sur les parois des fissures.

§ 9. Différenciation des magmas

Le *magma* (du grec μαγμα: pâte pétrie) se forme dans les zones profondes de la croûte terrestre; c'est une masse siliceuse en fusion très complexe, saturée de divers éléments gazeux. Le magma est surtout composé de silicium, d'aluminium, de calcium, de magnésium, de sodium, de potassium, d'hydrogène, de fer et, en quantités plus faibles, de titane, de carbone, de phosphore et de chlore. Les autres éléments chimiques se trouvent dans le magma sous forme d'impuretés infimes. Le rôle de la silice (SiO_2) est capital: elle cons-

titue de 35 à 80% du volume global du magma. Suivant leur teneur en silice, les magmas sont classés en quatre types: acide (>65%), neutre (entre 65 et 52%), basique (entre 52 et 40%) et ultra-basique (<40%).

Ces données montrent que la composition du magma est dans ses grands traits identique à celle des roches magmatiques qui sont également classées suivant les mêmes groupes acide, neutre, basique et ultra-basique. Toutefois, il existe des différences essentielles: le magma se trouvant dans les zones profondes de la Terre contient de nombreux éléments volatils sous forme de vapeurs d'eau et de gaz (hydrogène chloruré et fluoré, éléments halogènes, gaz carbonique, sulfures, etc.). Ces substances sont dissoutes dans un bain magmatique. Lors de l'injection du magma dans la croûte, une partie de ces éléments volatils se dégage, ce qui est confirmé par la modification des roches encaissantes au contact des venues intrusives. Le phénomène est encore plus intense lorsque le magma arrive à la surface et que la pression diminue brusquement. Donc, les magmas profonds (au foyer) et de surface (lave) diffèrent sensiblement. Suivant leur composition, les magmas peuvent être soit visqueux et ils s'écoulent lentement (surtout les laves acides et neutres), soit fluides et ils forment facilement des coulées (surtout les laves basiques, basaltiques).

Les roches magmatiques résultant de l'injection du magma dans la croûte terrestre ou de son épanchement à la surface reflètent la composition du magma qui détermine leur diversité chimique et minéralogique. Deux questions viennent naturellement à l'esprit: quelle est la composition du magma initial se formant au foyer, quels phénomènes sont à la base de la formation, à partir des différents magmas, de roches, s'échelonnant des variétés acides à forte teneur en quartz jusqu'aux variétés basiques? Bien des points restent à élucider sous ce rapport..

Les chercheurs ont formulé deux hypothèses diamétralement opposées sur la composition du magma. Certains d'entre eux (F. Lévinson-Lessing et d'autres) considèrent qu'il existe deux magmas initiaux, l'un acide (granitique), l'autre basique (basaltique). D'autres (N. Bowen, A. Zavaritski) sont convaincus qu'il n'y a qu'un seul magma initial qui est basique (basaltique) et qui par des processus variés et compliqués se différencie ensuite en plusieurs types. Enfin, certains admettent l'existence simultanée de magmas qui diffèrent quant à leur composition (V. Lodotchnikov). Si l'on part de l'hypothèse d'un seul type de magma, toute la diversité chimique et minéralogique des roches magmatiques peut plus ou moins bien s'expliquer par la *segmentation* ou la *différenciation* du magma initial de composition basique.

La différenciation résulte de divers phénomènes physico-chimiques qui se déroulent au sein du bain magmatique, de même que pendant la cristallisation du magma. On distingue donc deux types

de différenciation : la différenciation *magmatique* et *par cristallisation* (ou cristallisation fractionnée).

La *différenciation magmatique*, c'est-à-dire la segmentation du magma en bain de fusion, donc avant la cristallisation, peut s'effectuer par des voies différentes :

1) par *densité*, les molécules lourdes se séparant des plus légères ;

2) par *liquation*, c'est-à-dire par séparation de liquides non miscibles (huile et eau par exemple). Deux substances non miscibles, dont la température de fusion diffère, acquièrent par réchauffe-

Fig. 278. Xénolite (inclusion) dans le granite. Chaîne de Ghissar, rivière Varzob

ment la propriété de se mélanger, le bain de fusion devenant homogène à une certaine température ; quand ce bain se refroidit, il perd son homogénéité et il y a séparation en deux liquides non miscibles ;

3) par *digestion*, c'est-à-dire par inclusion dans le magma de grandes quantités de matériaux étrangers, par exemple de fragments de roches encaissantes (fig. 278).

La *différenciation par cristallisation*. Quand le magma en se refroidissant commence à se cristalliser, les possibilités de différenciation deviennent beaucoup plus grandes. Ce sont d'abord les cristaux des minéraux les plus réfractaires qui sont précipités à partir du bain de fusion. La cristallisation commence en bordure des venues magmatiques, là où la température diminue le plus

vite. Les cristaux ainsi formés (en premier lieu les minéraux ferro-magnésiens dont la densité est plus élevée que celle du bain de fusion initial) descendent au fond. Les zones supérieures du magma s'appauvrissent en éléments ferro-magnésiens qui se concentrent dans les zones plus profondes du foyer magmatique. La partie du bain qui reste en haut s'enrichit en silice et se rapproche, quant à sa composition, des magmas acides.

La formation des autres minéraux dans le bain magmatique qui se refroidit et se cristallise est soumise à certaines règles et se déroule dans un ordre précis. A cet égard, il convient de mentionner les séries de différenciation proposées par N. Bowen qui permettent d'expliquer les rapports existant entre les minéraux des roches. Bowen a classé les minéraux en deux groupes, les plagioclases (et le quartz) et les mélanocrates, et les a répartis dans un ordre indiquant la succession de leur dégagement du bain magmatique :

Olivine		Anorthite
Pyroxènes rhombiques		Plagioclases basiques
Pyroxènes clinorhombiques		Plagioclases neutres
amphiboles		oligoclases
biotite		albite
muscovite	et	feldspath potassique et quartz

Pour les minéraux mélanocrates l'olivine se dégage en premier, et ses cristaux descendent en profondeur à mesure qu'ils croissent. Puis c'est le tour d'un ou de deux pyroxènes. Simultanément aux pyroxènes ou un peu plus tard commencent à se dégager les plagioclases basiques suivis des variantes neutres, etc.

Tableau 23

Minéraux	Phase magmatique	Pneumatolitique	Hydrothermale	Hypergénique
Olivine	———			
Pyroxènes	———			
Amphiboles	———	———		
Biotite	———	———		
Plagioclases	———	———		
Orthoclase	———	———		
Quartz	———	———	———	
Séricite		———	———	
Epidote		———	———	
Kaolin				———
Chlorite			———	
Limonite				———

Aux derniers stades de la solidification il y a formation de bains résiduels enrichis de silice et d'éléments volatils ; les roches fournies

par ces magmas s'appellent *pegmatites*. Elles se présentent sous la forme de gros cristaux et ont une teneur élevée en minéraux comportant des éléments volatils. Les pegmatites sont des roches intéressantes qui ont une importance pratique. Ces dernières années de nouvelles hypothèses ont été formulées sur leur origine (K. Vlassov).

On peut, d'autre part, considérer l'ordre de formation des minéraux comme la succession de phases se caractérisant par un certain complexe de conditions physico-chimiques. On dégage alors les phases *magmatiques* (cristallisation des minéraux à partir du magma), *pneumatolitique* (précipitation des minéraux à partir des solutions surchauffées, stimulée par un dégagement énergique de gaz et de vapeurs), *hydrothermale* (l'importance de l'eau chaude dans la formation des minéraux devient décisive) et *hypergénique* (phase faisant intervenir les agents de désagrégation et où l'eau, l'oxygène et le gaz carbonique jouent un rôle important). Cette succession de phases détermine l'ordre de formation des principaux minéraux présenté au tableau 23 (d'après E. Kouznétsov, 1956).

La cristallisation dans un bain magmatique est réglée non seulement par la différence des températures de cristallisation de chaque constituant, mais aussi par le principe d'*eutectique*, c'est-à-dire régissant un bain de fusion de plusieurs constituants qui cristallisent à la température la plus basse atteinte par les divers mélanges de ces matières et à laquelle il y a également dégagement de tous les composants (Kouznétsov, 1956). En guise d'exemple citons l'alliage de plomb (température de fusion 326°) et d'argent (954°) qui cristallisent simultanément à 260° quand la teneur en Pb est de 96 % et celle en Ag de 4 %. Cette teneur des constituants est appelée eutectique. Tout autre mélange commence à cristalliser par l'élément en excédent par rapport à l'eutectique.

Un autre exemple concerne les silicates. Prenons deux constituants, le diopside (température de fusion 1 391°) et le forstérite (1 860°). Pour l'eutectique : diopside 88 %, forstérite 12 %, température de fusion 1 387°. C'est la température de la consolidation simultanée des deux minéraux.

Le principe du mélange eutectique est exact non seulement pour deux, mais aussi pour un nombre plus grand de constituants.

La présence dans le magma d'éléments volatils, surtout de vapeurs d'eau, rend le système magmatique très sensible aux modifications des conditions extérieures. Les gaz et les vapeurs, en circulant dans les fissures de la croûte terrestre, forment divers minéraux temoignant des conditions de température et de pression qui y règnent.

Telle est la marche sinueuse d'une longue évolution pleine de péripéties du foyer magmatique qui aboutit à la formation de roches et d'associations minérales variées, à des moments bien déterminés de la vie du foyer (fig. 279).

Une description de cette évolution nous est donnée par A. Fersman: « Le magma est une solution complexe, un bain de fusion comprenant un grand nombre de constituants. Tant qu'il se trouve à des profondeurs inaccessibles où la teneur en vapeurs d'eau et en gaz volatils est très grande, il est le siège de phénomènes internes conduisant à la formation, à partir des éléments chimiques isolés, de minéraux stables (mais non liquides). Mais avec la chute de température provoquée soit par un refroidissement général, soit par la montée dans des zones plus froides, le magma commence à se

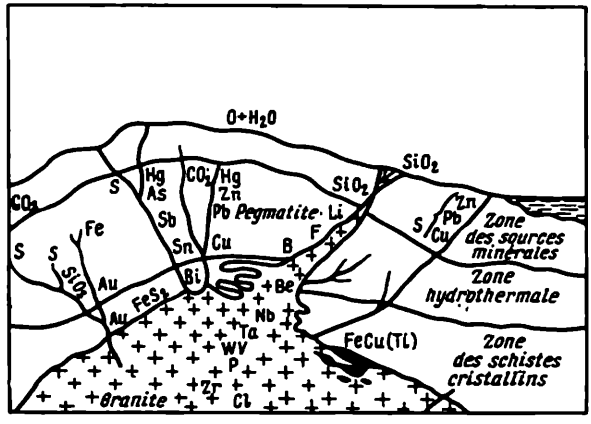


Fig. 279. Coupe schématique de la croûte terrestre dans la zone des magmas granitiques

segmenter et à se refroidir. Certaines combinaisons passent à la phase solide avant d'autres, elles cristallisent et surnagent ou tombent au fond de la masse encore liquide. Autour des particules solides ainsi formées s'accumulent par cristallisation des particules toujours nouvelles; la matière solide se concentre et se sépare du magma liquide.

«Le magma se transforme en un agrégat de petits cristaux, en cette masse minérale que nous appelons roche cristalline. Des granites et des syénites clairs jusqu'aux sombres et lourds basaltes nous voyons s'étaler devant nous le spectacle disparate des vagues et des embruns figés d'un océan autrefois en fusion [1]. La pétrographie leur donne des centaines d'appellations et s'efforce, d'après leur structure, leur composition chimique et leur texture, de reconstituer leur passé dans les profondeurs mystérieuses de la Terre.

«La composition d'une roche solide est loin de correspondre à celle du foyer en fusion; une grande quantité de matériaux volatils

[1] Cette image doit être considérée aujourd'hui plutôt comme une figure de rhétorique que comme la description d'un fait précis (*G.G.*).

l'imprègne et s'en dégage en jets puissants qui traversent l'écorce; une partie infime de ces gaz se conserve au sein de la masse solidifiée, alors qu'une autre partie monte à la surface sous forme de jets gazeux.

«Les matériaux volatils n'atteignent pas tous la surface terrestre. Une grande partie se dépose dans les profondeurs, les vapeurs d'eau se condensent; les eaux thermales s'écoulent en suivant les cassures et les filons jusqu'à la surface où elles se refroidissent lentement et précipitent les uns après les autres les minéraux contenus dans les solutions. Une partie des gaz sature les eaux qui apparaissent à la surface sous forme de narzans et de geysers; l'autre emprunte des voies différentes et forme des combinaisons solides.

«Les sources thermales associent les phénomènes du magma à ceux de la surface terrestre. Ces sources apportent à la surface à partir des profondeurs des substances qui sont étrangères à celle-ci et déposent sur les parois des fissures et des joints infimes, des minéraux et des sulfures de métaux lourds. C'est ainsi que des gîtes minéraux, des accumulations de minerais utiles recherchés par l'industrie se forment à partir des éléments volatils des magmas profonds.»

§ 10. Causes du magmatisme

Quelle est l'origine du magmatisme? Quelle est donc cette source de chaleur tellement considérable qu'elle est capable de fondre les matières constitutives de la croûte terrestre? Pour le moment on ne peut pas donner de réponse certaine à ces questions, mais on a déjà formulé quelques hypothèses valables.

L'examen de la répartition géographique des volcans montre qu'ils jalonnent des chaînes montagneuses jeunes ou des îles associées à des zones des plissements actuels. La plupart des volcans se trouvent sur le pourtour du Pacifique, de nombreux massifs éruptifs se situent le long des jeunes montagnes plissées correspondant à la zone des plissements méditerranéens. Un nombre beaucoup plus faible de volcans est associé aux parties centrales de l'Atlantique et du Pacifique; enfin, quelques volcans se rencontrent en dehors des zones de plissements actuels, dans la région des Grands lacs de l'Afrique orientale par exemple. Les plates-formes ne possèdent presque pas de volcans.

Ainsi, la *correspondance entre les volcans actifs actuels et les zones de plissements contemporains* ne fait aucun doute.

En examinant l'activité volcanique d'un passé lointain, nous pouvons également constater une correspondance entre les roches magmatiques et les formations plissées du même âge. Par exemple, l'étude de la structure géologique de l'Oural montre que les multiples massifs magmatiques (granites, dunites, etc.), d'âge hercynien, dont les conditions de gisements sont très variées, jalonnent en traînées étroites, orientées du Sud au Nord, les formations plissées

de l'Oural qui empruntent la même direction et ont été soulevées durant les plissements hercyniens, autrement dit tout à la fin du Paléozoïque.

Il en est de même pour la vaste zone de plissements alpins de structure très complexe qui s'étend de Gibraltar à l'Asie en longeant la Méditerranée ; à côté des roches sédimentaires on trouve également des roches magmatiques sous la forme de puissants massifs de granites et de vastes champs de basaltes. L'âge de ces roches correspond à l'époque des plissements alpins, c'est-à-dire au Tertiaire et leurs conditions de formation et de gisement sont associées aux structures de la zone plissée. En guise d'exemple on peut indiquer le massif granodiorite déjà cité de la néo-intrusion Kongouro-Alanghezskaïa en Arménie (par le terme de néo-intrusion on désigne les intrusions de roches tertiaires), ou les vastes épanchements de basaltes quaternaires sur le plateau Akhmanganski également situé en Arménie.

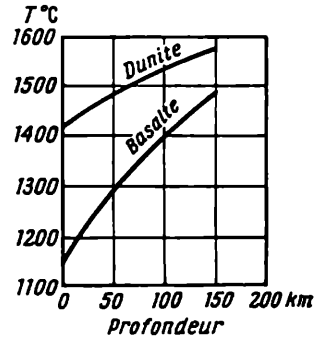


Fig. 280. Variations de la température de fusion du basalte et de la dunite en fonction des modifications de la pression (d'après V. Magnitski)

Comment peut-on expliquer cette correspondance étroite entre les diverses formes de manifestations volcaniques et les zones plissées? Pour répondre à cette question il faut d'abord examiner l'état thermique du globe et les températures en profondeur.

Comme il est dit au chapitre 19, la température *croît en fonction de la profondeur*. A 100 km de la surface elle doit atteindre 1 300 à 1 500°. Autrement dit, à cette profondeur les roches devraient se trouver à la phase liquide si la température de la fusion ne dépendait pas de la pression ; cette dernière élève la température de fusion. Ainsi, le basalte fond dans les conditions normales à 1 150° environ ; pour une pression de 30 000 atm il ne fond qu'à 1 400° et la dunite, à 1 550° environ (fig. 280).

Imaginons maintenant les conditions qui règnent à 100 km de la surface. La température est proche de celle de la fusion des roches à la pression donnée (1 300-1 500°). Si l'on pouvait diminuer quelque peu cette pression, les roches fondraient. Ces conditions se rencontrent dans un domaine assez étendu, là où la température est proche de la limite de fusion pour des pressions correspondant à la profondeur envisagée. Dans les couches supérieures se disposant plus près de la surface, les conditions sont différentes, car la température est plus faible même indépendamment de la pression. Mais à partir de 50 km il peut se créer des conditions favorables à la formation de foyers de magma.

Certes, ces foyers ne constituent pas de couche continue en phase liquide. Les enregistrements des séismographes n'ont pas décelé de telles couches : les ondes élastiques longitudinales ou transversales pénètrent sans difficultés à des centaines de kilomètres au sein de la Terre ; or, les ondes transversales ne peuvent traverser un milieu liquide. Pourtant, en certains endroits où les conditions de température et de pression deviennent favorables, il doit pouvoir se créer des « réservoirs » de magma fondu.

De telles conditions favorables apparaissent sans doute dans les secteurs de l'écorce correspondant aux zones de plissements actuels, ou à des zones d'activité tectonique actuelle. Quelle explication peut-on en donner? Dans ces secteurs le champ des contraintes tectoniques est très complexe et différencié. Il en résulte des mouvements tectoniques et, en même temps, du fait de la diversité du faciès dynamique, apparaissent des secteurs de pression plus faible entraînant la fusion.

Nous n'avons pas de même tenu compte de plusieurs facteurs. On sait que les zones *de plissements* actuels présentent certains traits de structure qui les différencient des cuvettes océaniques et des plates-formes ; elles possèdent notamment de puissantes *racines sialiques* où l'épaisseur de la couche de granites atteint 50 km et plus. En outre, les roches acides contiennent une quantité *beaucoup plus* grande de substances radio-actives que les autres roches magmatiques (tableau 24).

Tableau 24

Teneur des roches magmatiques en éléments radio-actifs et chaleur dégagée par ces éléments

Roches	Teneur en éléments radio-actifs				Chaleur dégagée en cal
	Ra, g/g	U, g/g	Th, g/g	K, g/g	cal/cm³ s
Acides	$1,3 \cdot 10^{-12}$	$4,0 \cdot 10^{-6}$	$13,0 \cdot 10^{-6}$	$2,8 \cdot 10^{-2}$	$4,3 \cdot 10^{-13}$
Basiques	$0,3 \cdot 10^{-12}$	$1,1 \cdot 10^{-6}$	$4,0 \cdot 10^{-6}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-13}$
Ultra-basiques	?	$0,6 \cdot 10^{-6}$	$2,0 \cdot 10^{-6}$	$0,4 \cdot 10^{-2}$	$0,7 \cdot 10^{-13}$

Les éléments radio-actifs dégagent de la chaleur qui est de l'ordre de $5,0 \cdot 10^{-13}$ cal/cm³ s pour les roches acides et un peu moins pour les roches basiques. Cet apport contribue au réchauffement de la racine sialique et permet aux températures d'atteindre le niveau de fusion. Il ne faut pas non plus oublier que la température des profondeurs terrestres est également conditionnée par l'action des éléments radio-actifs. Il se peut aussi que dans les zones profondes, la teneur en éléments radio-actifs soit beaucoup

plus grande qu'à la surface. En outre, il faut tenir compte de la chaleur produite par les mouvements tectoniques eux-mêmes.

En définitive, il s'avère que les zones de plissements et de racines sialiques sont les plus propices à la formation de foyer magmatique, bien que l'éventualité de telle formation ne soit pas exclue pour d'autres secteurs à pression différenciée et affaiblie.

§ 11. Roches magmatiques

Comme nous l'avons déjà indiqué, les *roches* qui composent la croûte terrestre se classent en trois groupes principaux : *magmatiques*, *sédimentaires* et *métamorphiques*. Les roches magmatiques sont le produit du refroidissement, de la segmentation et de la cristallisation du magma ; les roches sédimentaires, comme leur nom l'indique, sont des sédiments plus ou moins modifiés qui se sont accumulés au fond des bassins d'eau douce ou salée, ou sur le sol même du fait de l'activité des agents géologiques dont les organismes vivants ; les roches métamorphiques sont le produit des transformations au sein de la Terre des roches magmatiques ou sédimentaires du fait de températures et de pressions élevées. Les roches magmatiques constituent 95% de la masse globale de la croûte terrestre. Les 5% restants se rapportent aux roches sédimentaires et métamorphiques. Si l'on examine la répartition des minéraux dans la croûte terrestre, on constate que les feldspaths sont les plus abondants (près de 60%), puis viennent les silicates ferro-magnésiens (17%), le quartz (12%), les micas (4%), la calcite (1,5%), divers minéraux argileux (1%) ; ces chiffres reflètent évidemment la composition minéralogique des roches les plus répandues, les roches magmatiques.

Les roches *magmatiques* se forment par consolidation et cristallisation du *magma* pendant son injection dans l'épaisseur de l'écorce ou son extrusion à la surface lors des éruptions volcaniques.

Les propriétés des roches magmatiques dépendent naturellement de la situation des venues magmatiques en état de refroidissement, de la température et de la pression, de la composition du magma, de la vitesse de refroidissement, etc.

Le magma injecté dans l'épaisseur de l'écorce acquiert des formes variées. On distingue les *batholites* ou les formes de profondeurs (ce sont les masses les plus volumineuses s'étendant parfois sur plusieurs centaines de kilomètres), les *massifs* (stocks) de moindres dimensions et les formes de demi-profondeurs ou hypo-abyssiques. Dans ce groupe, on range les *laccolites* en forme de dômes, les *lopolites* en cuvettes et les *phacolites* en forme de lentille, ainsi que diverses injections de lave dans les fissures formant des *filons*. Les épanchements de laves à la surface donnent des *coulées* et des *nappes* (voir § 8).

Les conditions du gisement sont fonctions de la profondeur où le magma s'est arrêté et consolidé. D'où la diversité de la *structure*

minéralogique. Sous ce terme on désigne le niveau de cristallisation de la roche, c'est-à-dire le mode d'agencement des minéraux dans la roche suivant leurs dimensions et leur forme.

Lorsque le magma se consolide lentement à une grande profondeur et à des pressions élevées, il se forme des roches dont tous les éléments minéraux sont cristallisés. La roche acquiert alors une structure *holocristalline équigrenue* (fig. 281, *C*). Ces roches sont dites *plutoniques* ou *de profondeur* (faciès intrusif). On y assimile les granites, les syénites, les diorites, les gabbros, les pyroxénites, les dunites. Lors des éruptions volcaniques, le magma arrive à la surface ; la pression diminuant, il perd ses éléments gazeux, devient lave et se solidifie rapidement ; les roches ainsi formées sont d'un autre type. Elles ont une structure *cryptocristalline* ou *microcristalline* (les cristaux sont si menus qu'on les distingue à peine, car aucun germe de cristallisation n'a eu le temps de se développer). Les roches de ce type sont dites *effusives* (faciès effusif). Tels sont les felsites, les liparites, les trachytes, les andésites, les basaltes.

Dans certaines conditions, surtout lorsque les laves sont visqueuses et acides et ont perdu leurs éléments gazeux, la cristallisation est impossible ; la roche prend alors un aspect vitreux et contient parfois une multitude de bulles de gaz qui n'ont pas pu s'échapper. Cette structure *amorphe* ou *vitreuse* est propre aux obsidiennes, aux perlites et aux ponces.

Les roches intrusives et effusives sont les maillons extrêmes d'une longue série de formations magmatiques. Le type intermédiaire, les roches (fig. 281, *B*) hypo-abyssiques comprennent les roches à structure *porphyrique* ou *porphyroïde*. Dans ce cas, on peut observer de gros cristaux d'un minéral quelconque, noyés dans une pâte formée d'une masse cryptocristalline. On range parmi les roches hypo-abyssiques les porphyres quartzeux, les porphyrites, les porphyres, les granulophyres, les porphyres syénitiques, les porphyrites dioritiques, etc. Les structures porphyriques sont également assez fréquentes parmi les roches intrusives et effusives ; il est donc difficile d'établir une distinction précise.

Lors de l'étude des roches, il est utile de tenir compte non seulement de la structure, mais aussi de la *texture*. Celle-ci définit les particularités de l'arrangement des matériaux constituant la roche, ainsi que son degré d'homogénéité. Les roches homogènes dans leur masse ont une texture *compacte* ; lorsqu'on décèle dans la roche des directions préférentielles pouvant s'expliquer par les écoulements du magma lors de sa solidification, la texture devient *fluidale*. On distingue aussi les textures *en boules* (*orbiculaire*), *rubanée*, *poreuse*, *amygdaloïde*, *scorieuse*, etc. En général, la texture des roches plutoniennes est plutôt massive, celle des roches effusives est fluidale (avec des signes d'écoulement) ou amygdaloïde, mais parfois elle peut être massive.

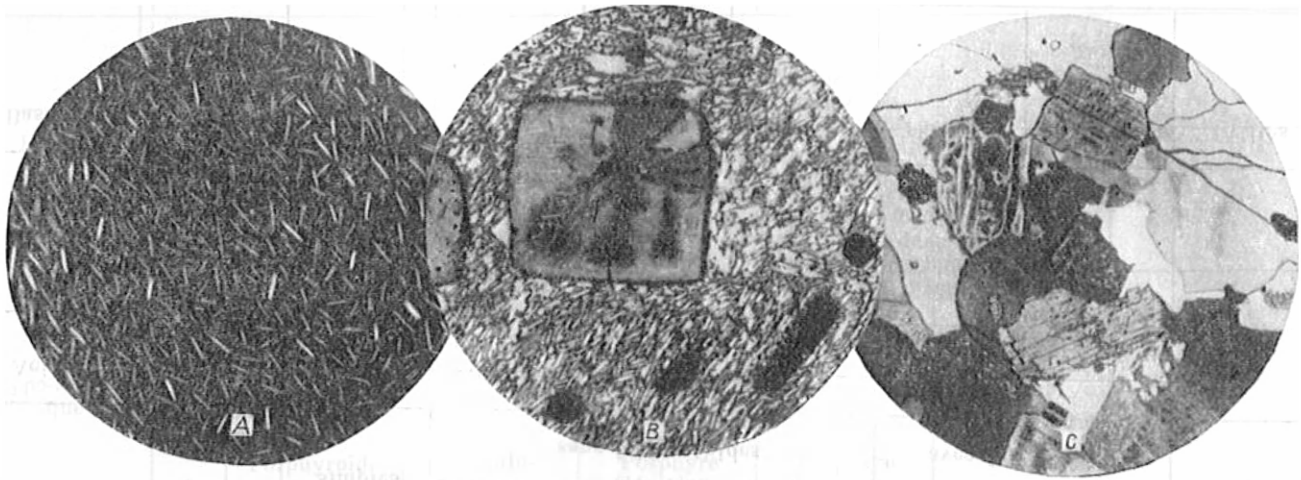


Fig. 281. Structures des roches (coupe polie très agrandie) :
A — cryptocristalline : *B* — porphyrique ; *C* — holocristalline, équigrenue

Tableau 25

Groupes principaux des roches effusives (d'après E. Kouznétsov, 1956)

		Série normale			Série sodique			
		simples	doubles					Simples
			sans feldspathides			avec feldspathides		
Acides	Avec quartz		Granites plagioclases, liparites		Granites sodiques			
Neutres	Peu de quartz	Andésites	Diorites, andésites	Syénites, trachytes	Syénites alcalins, trachytes sodiques	Syénites néphéliniques, porphyres néphéliniques		
Basiques	Sans quartz	Labradorites	Gabbros, basaltes	Gabbros orthoclastiques, trachydolérites	Essexites, diabases sodiques	Théralites	Ijolites, néphélinites	Urtites
	Simples	Dunites	Péridotites, pyroxénites		Péridotites sodiques et pyroxénites		Roches mélilitiques, basaltes mélilitiques	Roches biotitiques, basaltes leucitiques

Tableau 28

Groupes principaux des roches magmatiques (d'après P. Gruche, schéma)

Faciès	Structure		Composition chimique				
			acides		basiques		
Effusive	Vitreuse		Obsidienne, ponce, perlite				
	Cryptocristalline		Felsite Liparite	Trachyte	Andésite	Basalte	
Hypo-abyssique	Porphyrique		Porphyre liparitique	Porphyre trachytique	Porphyrite andésitique	Diabasolphyre	
	Holocristalline	Porphyroïde	Granulophyre	Porphyre siénitique	Porphyre dioritique		
Intrusive		Equigrenue	Granite	Siénite	Diorite	Gabbro	Pyroxénite, péridotite, dunite

Les roches magmatiques se distinguent non seulement par leur structure, mais aussi par leur composition minéralogique et chimique. Elles contiennent habituellement des minéraux, tel que le quartz et divers silicates, en premier lieu des feldspaths, puis des pyroxènes, des amphiboles, des micas, de l'olivine, etc. Mais le rapport entre le quartz, le feldspath et les éléments noirs (minéraux ferro-magnésiens du groupe des silicates) varie fortement, déterminant la diversité des roches magmatiques et servant ainsi de base à la classification minéralogique. La teneur en silice (SiO_2) est un indice important de la composition chimique des roches magmatiques et elle sert également à établir une classification chimique. Suivant leur teneur en silice, les roches magmatiques sont classées en *roches acides*, *neutres*, *basiques* et *ultra-basiques*.

On nomme roches *acides* celles dont la teneur en silice SiO_2 (quartz ou composés de silice) est de 65 à 75 % ; *neutres*, de 52 à 65 % ; basiques, de 40 à 52 %, et ultra-basiques, quand cette teneur est inférieure à 40 %. Les minéraux types des roches acides sont le quartz et les feldspaths potassiques et sodiques ; ceux des roches basiques, les minéraux mélanocrates comme l'augite, l'amphibole, l'olivine, ainsi que les plagioclases neutres et basiques. Sur la base de la composition minéralogique et de la structure on peut établir une classification des principales roches magmatiques (tableaux 25 et 26).

Comme on le voit, la composition chimique (ainsi que minéralogique) est un critère important pour la classification des roches magmatiques. Les conditions physico-chimiques de formation des roches (leur faciès) qui déterminent la structure et la texture sont également essentielles.

Le tableau 27 donne la répartition des roches de différentes compositions sur le territoire de l'U.R.S.S.

Tableau 27

Répartition moyenne des roches intrusives et effusives sur le territoire de l'U.R.S.S. (en %)

Roches	Acides	Basiques	Alcalines	Total
Intrusives	48,7	2,3	0,4	51,4
Effusives	13,5	35,1	(0,05)	48,6

On a parfois intérêt à recourir à la notion de roches *mélanocrates* et *leucocrates*. Parmi les minéraux qui composent les roches on distingue d'habitude les éléments blancs (quartz, feldspath, muscovite, zéolites, feldspathides, etc.), et les éléments noirs ou colorés (olivine, pyroxènes, amphiboles, biotites, minerais métallifères). Si l'élément blanc prédomine, les roches sont dites leucocrates ; du point de vue chimique, les roches leucocrates sont le plus souvent

acides. Au cas où c'est l'élément noir ou coloré qui prédomine les roches sont dites mélanocrates; elles sont ordinairement basiques, ont une teinte sombre et un poids spécifique supérieur à celui des roches acides.

Pour terminer le chapitre, donnons une description sommaire des principales roches magmatiques.

ROCHES ACIDES

Granites. Les granites sont composés essentiellement de quartz, de feldspaths, de feldspaths potassiques et de plagioclases acides avec une addition de silicates mélanocrates, de mica, d'amphibole et d'augite en moindres proportions. La structure est holocristalline, équigrenue ou porphyrique. Les cristaux sont de beaux spécimens et parfois sont relativement gros (fig. 281, *A*). La teinte est claire, celle des feldspaths. La mise en place des granites s'effectue en gros massifs (batholites). Ces roches trouvent une large application dans le bâtiment. Ces roches sont les plus communes des formations magmatiques, elles apparaissent en de vastes affleurements en Carélie, en Ukraine, dans l'Oural, au Kazakhstan, au Tian-Chan, dans le bassin d'Aladan et d'Anabara, dans la Transbaïkalie et en d'autres lieux.

Granulophyres (granite porphyroïde). La composition est la même que celle des granites. Ils se forment à partir des magmas qui se sont solidifiés plus près de la surface; c'est pourquoi ils ont une structure porphyrique; au milieu des grains fins de quartz on distingue de gros cristaux de feldspath.

Porphyres liparitiques. De même composition, également, mais les cristaux de feldspath sont plus gros; structure porphyrique; teintes rougeâtres, brunes, etc.

Rhyolites (liparites). Ce sont des roches effusives de composition granitique formées par solidification des laves acides. Elles se caractérisent essentiellement par une structure porphyrique (felsitique) et des pâtes vitreuses (obsidiennes liparitiques). Les obsidiennes à aspect écailleux s'appellent *perlites*. Quand la masse vitreuse contient des bulles et des cavités remplies de gaz n'ayant pas pu se dégager, il se forme des ponces dont le poids spécifique est inférieur à 1.

ROCHES NEUTRES

Diorites (faciès intrusif). Composition minéralogique: feldspath (plagioclase neutre) et amphibole en quantités à peu près égales, ainsi que de l'augite. Certaines variétés contiennent du quartz (diorite quartzifère). Structure holocristalline, à grains moyens. Teinte grise avec un point de vert; des transitions sont connues des diorites aux granites, d'une part, et aux gabbros, de l'autre.

Porphyres dioritiques, de composition identique aux diorites, mais de structure porphyrique.

Andésites. La composition se rapproche des diorites, mais leur faciès étant effusif, elles possèdent une structure cryptocristalline qui devient parfois porphyrique avec apparition de grains de minéraux noirs et de plagioclase. De teintes grises et noires elles sont largement répandues, surtout en Arménie et au Kamtchatka. Elles forment des dômes, des coulées et des nappes.

Syénites (faciès intrusif). Roches constituées essentiellement de feldspaths potassiques, de plagioclases neutres et d'amphibole. L'augite y est fréquente, mais on note l'absence de quartz.

Porphyres syénitiques. D'une composition proche des syénites, ils comportent des gros grains porphyriques de feldspaths ou de minéraux mélanocrates.

Trachytes. Laves de composition syénitique ; parfois on découvre dans la masse cryptocristalline des cristaux isolés de sanidine de dimensions plus grandes. Leur teinte est claire.

ROCHES BASIQUES

Gabbros (faciès intrusif). Constitués essentiellement de plagioclase basique (en général de labrador) et d'augite, plus rarement d'amphibole ; parfois apparaissent des inclusions d'autres minéraux, comme l'ilménite ou la magnétite ; les gabbros modifiés comportent aussi de la pyrite. La présence d'olivine est possible. La teinte est déterminée par la teneur en minéraux mélanocrates et la couleur des plagioclases ; elle peut être grise, gris-vert, gris foncé jusqu'au noir. Le grain des cristaux est moyen ou gros, des variétés rubanées sont fréquentes. La variété à gros grains constituée entièrement de labrador s'appelle labradorite. Aux roches plutoniques du groupe des gabbros sont souvent associés des gisements de minéraux utiles.

Diabasophyres (faciès hypo-abyssique). De composition proche des gabbros, ils sont constitués essentiellement d'augite qui forme la matrice noire dans laquelle est noyé le plagioclase dont les petits grains sont disséminés dans la masse de la roche (structure ophitique). La teinte est d'un gris-vert dû à l'amphibole secondaire et le chlorite. La structure est équigrenue. Résistance à l'usure très élevée.

Basaltes. Laves de composition des gabbros. Structure cryptocristalline : les grains sont invisibles à l'œil nu (voir fig. 281, *A*). La teinte est noire, une fois érodés les basaltes deviennent gris ou verdâtres. Ces roches sont très fréquentes, étant le produit d'éruption de nombreux volcans en activité. Les coulées de basalte se caractérisent par une divison en bâtonnets.

ROCHES ULTRA-BASIQUES

Leurs représentants principaux sont les dunites, les péridotites et les pyroxénites, composés presque totalement d'olivine, de pyro-

xène et d'autres éléments colorés. Ces roches n'ont pas de feldspaths ou bien en contiennent une quantité infime.

Dunite. Composée presque entièrement d'olivine, rarement additionnée de chromite et de magnétite. De couleur vert clair jusqu'au vert foncé, presque noire, son poids spécifique est d'environ 2,7 ; avec la modification des conditions physico-chimiques elle se transforme en ophiolite (serpentine), de poids spécifique supérieur à 3,0. Les dunites abondent dans l'Oural où des gisements de platine leur sont associés.

Péridotite. Composée surtout d'olivine, mais comporte aussi du pyroxène (hypersthène ou diopside). Elle est noire avec une teinte verte. Les péridotites portent ordinairement des signes d'altération résultant de la serpentisation.

Kimberlite est une roche proche de la péridotite ; elle est constituée par une brèche quelque peu modifiée comprenant de la serpentine, de l'olivine et du mica. En Afrique du Sud et en Yakoutie elle remplit les cheminées (pipes) associées aux gisements diamantifères.

Pyroxénite. Composée surtout d'augite et comprenant de l'olivine en quantité infime. De couleur noire. Le nickel qui entre dans sa composition se dégage pendant la serpentisation.

Bien qu'elles ne soient pas très abondantes, les roches ultrabasiques jouent un rôle très important, car des gisements de métaux rares leurs sont associés (platine, amiante, magnétite, diamants, minerais de nickel, de cobalt, de chrome, de tungstène).

CHAPITRE 18

Métamorphisme

Les mouvements tectoniques de la croûte terrestre, la mise en place du magma régissent les phénomènes compliqués du métamorphisme des roches. Sous le terme de *métamorphisme on désigne l'ensemble des phénomènes qui aboutissent à des modifications profondes conditionnant la transformation d'une roche en une autre.* Les facteurs déterminants sous ce rapport sont:

1) la *pression* qui dépend du poids des couches sus-jacentes (métamorphisme statique) ou de la poussée tectonique orientée;

2) la *température élevée*;

3) les *substances chimiquement actives* (solutions et gaz).

Dans un milieu physico-chimique approprié toutes les roches subissent le métamorphisme, qu'elles soient sédimentaires, magmatiques ou métamorphiques transformées antérieurement. Ce phénomène s'accompagne d'une recristallisation partielle ou totale, d'une modification de la structure et de la texture, et même, dans maints cas, de la composition minérale. Comme l'ont montré les recherches de F. Lévinson-Lessing, ces modifications n'ont pas besoin de la phase liquide pour se manifester, elles ont lieu à l'état solide de la matière.

Comme nous l'avons déjà vu, la température croît avec la profondeur. Cette élévation relâche les liens entre les atomes des minéraux, augmente l'action dissolvante de l'eau, intensifie l'activité de nombreux composés chimiques. En guise d'exemple, on peut citer la silice qui dans des conditions normales de température et de pression est incapable de donner des combinaisons chimiques. Quand la température augmente, elle acquiert les propriétés d'un acide chimiquement actif, interagit avec d'autres roches et forme plusieurs combinaisons stables dans le nouveau milieu physico-chimique; c'est ce qui se produit, par exemple, dans la zone de contact des roches sédimentaires carbonatées et des venues magmatiques. Le phénomène est tel que les carbonates peuvent se transformer en silicates.

Le métamorphisme est également régi par la pression qui s'accroît rapidement avec la profondeur sous l'effet de la charge constituée par les couches sus-jacentes. Dès la profondeur de 10 km, cette

charge atteint des valeurs (2 600 atm) qui suffisent pour écraser les roches les plus résistantes. L'augmentation de la pression élève la solubilité des substances et contribue au réarrangement des particules élémentaires.

En plus de la pression des couches sus-jacentes (géostatiques) les roches sont aussi soumises à une pression unilatérale ; c'est une pression orientée, d'origine extra-corticale qui apparaît lors de l'orogenèse et s'exerce dans des conditions d'une température relativement faible.

Quand les roches ne sont soumises qu'à l'action d'une température et d'une pression élevées, le processus de métamorphisme n'affecte pas leur composition chimique globale ; autrement dit, il n'y a pas d'apport de substances nouvelles. Mais la situation est différente lorsqu'il y a injection de magma. Entre autres facteurs, les matériaux volatils jouent un rôle essentiel ; ils pénètrent au sein de la croûte et provoquent à l'intérieur des roches les changements les plus variés. Des réactions compliquées se déclenchent alors entre les matériaux gazeux et les solutions hydrothermales d'une part, les roches de l'autre. Le métamorphisme s'accompagne alors d'une modification de la composition chimique globale des roches.

En conclusion on peut dire que par métamorphisme on sous-entend les *modifications des roches sous l'action de divers agents d'origine endogène* : *chaleur interne du Globe*, *pression élevée*, *déplacements tectoniques de la matière*, *sources minérales et gaz des couches profondes* (d'après F. Lévinson-Lessing).

§ 1. Différentes sortes de métamorphisme

Suivant les facteurs qui dominent lors de la modification des roches, il convient de distinguer plusieurs sortes de métamorphisme :

1) le métamorphisme de contact;
2) le métamorphisme général ou régional ;
3) le dynamométamorphisme.

Le **métamorphisme de contact** est associé directement à la mise en place du magma dans la croûte terrestre. Les roches encaissantes subissent alors des actions différentes de la part du magma. La température élevée du magma injecté à l'état de fusion ignée provoque en premier lieu des phénomènes de recristallisation qui peuvent intéresser plus ou moins tous les minéraux. En même temps, les roches sont puissamment attaquées par les gaz et les vapeurs d'eau qui se dégagent du magma, ce qui entraîne le réarrangement chimique de nombreux composants de la série sédimentaire.

Ce métamorphisme est ordinairement associé à une zone de contact relativement étroite des venues intrusives avec les roches encaissantes, et qui s'appelle *auréole de contact* ; la largeur de cette zone dépend des dimensions de la masse intrusive, de la composition

du magma mis en place et de la profondeur de l'injection. Plus la masse intrusive est grande, plus la quantité d'énergie thermique qu'elle apporte est importante et plus les auréoles des actions de contact sont étendues. L'injection des magmas acides, riches en éléments volatils (minéralisateurs), élève l'intensité du métamorphisme des roches encaissantes et aboutit à l'apparition d'auréoles plus larges que dans le cas d'un magma de composition différente.

Les modifications de contact des roches encaissantes sont également fonctions de leur composition. Les roches sableuses et argileuses donnent des *cornéennes* à structure grenue très dense, constituées du quartz, du mica (surtout de la biotite), de l'andalousite, de la sillimanite et d'autres minéraux. La roche initiale peut être argileuse ou argilo-sableuse, ou même constituée de schistes coticules, de grès quartzeux et feldspathiques, etc.

Lors de la transformation des roches carbonatées, des calcaires et des dolomies un rôle important dans la zone de contact revient au processus de *métasomatose* qui se déroule sous l'action des composants mobiles du magma. C'est ce qu'on appelle l'*altération pneumatolytique*. Les roches sédimentaires carbonatées se transforment alors en skarns, roches de composition variable, constituées surtout de silicates calcairo-ferreux. Ces formations sont souvent associées aux divers gisements métallifères (fer, cuivre, plomb et zinc, tungstène, etc.). Parfois, l'ensemble des bancs calcaires est remplacé par une couche de minerai, d'autres fois, les gîtes métallifères ne forment que des disséminations. La magnétite est le minerai typique de la zone de contact. A une certaine distance du contact direct avec l'intrusion, il se forme des minerais sulfurés de cuivre, de plomb et de zinc. Parmi les skarns il est fréquent de découvrir des grenats.

Les roches encaissantes ne sont pas seules à subir des modifications de contact, les roches magmatiques mises en place éprouvent également des changements résultant de l'interaction entre le magma à l'état de fusion et les roches encaissantes, et de l'apport dans le magma de matières étrangères.

L'ensemble des phénomènes qui se déroulent dans les roches entourant la masse intrusive porte le nom d'*exomorphisme*, les phénomènes qui ont lieu au sein du magma, celui d'*endomorphisme*.

Les roches se modifient aussi sous l'action des solutions possédant des températures élevées qui se forment par condensation des vapeurs d'eau du magma et qui contiennent divers composants chimiques. Cette sorte de modification porte le nom d'*altération hydrothermale*. Les solutions hydrothermales sont à l'origine de divers filons se formant dans les fissures des roches et donnant souvent lieu à des gîtes de minéraux utiles et précieux. Il est fréquent que la phase hydrothermale soit rattachée à la phase pneumatolytique. En guise d'exemple on peut citer les *greisens*, roches pneumatolyto-hydrothermales modifiées, de composition acide (granite et autres). Les

solutions et les éléments gazeux surchauffés décomposent les feldspaths qu'ils contiennent et donnent du quartz et du mica.

Des cas d'altérations hydrothermales importantes ont été enregistrés dans la zone des minerais filoniens constituant des gîtes de minerais de métaux ou d'éléments non métallifères. Les roches encaissant le filon subissent alors diverses modifications, par exemple la *silicification* (enrichissement en quartz), la *chloritisation* (formation de chlorites par substitution métasomatique des minéraux initiaux), la *carbonatisation*, la *séricitisation* (enrichissement en séricite aux dépens des minéraux feldspathiques ou argileux), la *serpentinisation*, etc.

Un trait particulier au métamorphisme de contact est la zonalité de l'intensité et de la nature des modifications de contact. Rosenbuch distinguait trois zones de métamorphisme de contact: intérieure, des cornéennes; moyenne, des micaschistes; extérieure, des phyllades. Certes, les limites entre ces zones sont plutôt arbitraires, mais dans l'ensemble, l'auréole des modifications de contact autour du foyer magmatique est bien réelle.

Le **dynamométamorphisme** est lié aux mouvements tectoniques affectant la croûte terrestre et qui sont à l'origine des plissements et des failles. Les modifications des roches se produisent surtout dans la partie supérieure de la croûte sous l'action d'une pression unilatérale ayant une certaine direction. Le dynamométamorphisme transforme la structure des roches. Les anciennes structures s'altèrent et de nouvelles les remplacent, se caractérisant par une direction préférentielle des minéraux. Les minéraux fragiles se fragmentent, s'usent, s'écrasent; les minéraux plastiques se déforment en donnant des macles polysynthétiques complexes. Le réseau cristallin de certains minéraux subit des réarrangements, et l'orientation des axes optiques se modifie. L'étude des directions préférentielles des minéraux facilite la détermination de l'orientation des forces agissantes et aide à résoudre certains problèmes de tectonique.

Extérieurement, l'action du dynamométamorphisme sur la roche se traduit notamment par la *schistosité*: la roche acquiert la propriété qui lui permet de se débiter en feuillets minces, suivant de fines fissures uniformément orientées, ou bien elle présente des grains se disposant suivant une direction préférentielle. Dans ce dernier cas, nous sommes en présence de schistosité *cristallophylienne*, le produit d'un dynamométamorphisme intense. En effet, la schistosité cristallophylienne témoigne d'une structure orientée acquise sous l'effet de la pression. En même temps, pendant que se déroulent les mouvements tectoniques intenses, les roches subissent une recristallisation. On distingue les schistosités *linéaire*, *planaire*, *lenticulaire*.

L'étude de la schistosité, y compris de l'orientation préférentielle des grains minéraux, a acquis ces dernières années une grande importance, car les déformations tectoniques subies par les roches sont aujourd'hui étudiées au microscope. On peut par cette métho-

de définir, par exemple, la position des axes optiques d'un minerai; en reportant les résultats des observations sur des diagrammes établis spécialement, on obtient, par l'analyse statistique de centaines et de milliers de mesures, des renseignements objectifs (fig. 282). Ces renseignements permettent de déterminer l'orientation, la nature et l'intensité des forces ayant provoqué les déformations, l'âge des mouvements, le nombre des phases orogéniques, etc.

Le dynamométamorphisme se manifeste non seulement par la recristallistation, la schistosité, etc., mais aussi par la fragmenta-

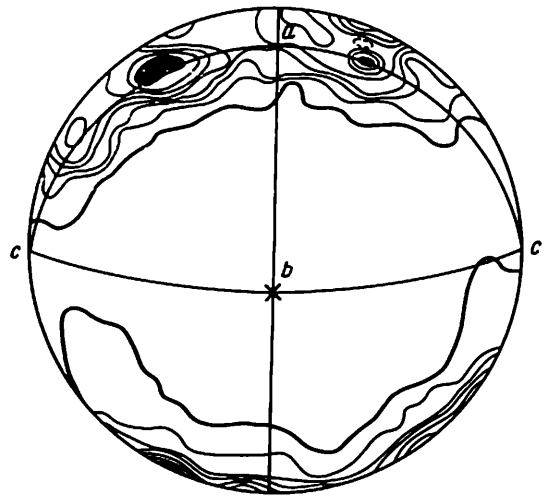


Fig. 282. Diagramme structural d'une tectonite de granite gneissique à direction préférentielle bien marquée. Le diagramme est établi sur la base des déterminations de la position des axes optiques de 300 grains de quartz. Les isolignes sont menées tous les 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 et 10%. Kychtym, Oural (d'après E. Kouznétsov, 1956)

tion de la roche, par la désagrégation des minéraux. Ces modifications ont reçu le nom de *dynamométamorphisme cataclastique*. Les roches qui portent une trace de fragmentation sont dites *cataclastiques* (grès cataclastiques, granites cataclastiques, etc.). Si la fragmentation de la roche est poussée, celle-ci se transforme en brèche contenant des débris anguleux. Lorsqu'elle est encore plus intense (broyage donnant des grains de poussière), il se forme des roches feuilletées qu'on appelle *mylonites*. Les roches portant des signes de dynamométamorphisme sont réunies sous l'appellation générale de *tectonites*.

Le métamorphisme général ou régional. Le métamorphisme de contact a un caractère local, il est associé à une mise en place du magma, le dynamométamorphisme est lié aux phénomènes tectoniques

et ne concerne que la région qui y est soumise. Le *métamorphisme régional ou général* est celui qui s'effectue en profondeur, il intéresse de vastes étendues sans rapport direct avec l'existence ou la forme des intrusions, l'orientation et l'intensité des forces tectoniques, et il affecte les roches les plus diverses. En guise d'exemple on peut signaler les roches du massif cristallin d'Ukraine, le Bouclier Baltique, ainsi que les massifs centraux de divers soulèvements orogéniques. Le métamorphisme régional est lié à des zones mobiles de la croûte terrestre dites *géosynclinaux* (voir chapitre 20). Du fait d'un affaissement prolongé des géosynclinaux, les couches épaisses sédimentaires qui les constituaient se retrouvaient à de grandes profondeurs où elles étaient soumises à une pression et une température fort élevées. Sous l'action de ces facteurs, elles se recristallisaient en donnant divers schistes cristallins, des gneiss et d'autres roches métamorphiques.

L'*ampleur du métamorphisme* des roches se modifie suivant les variations dans les conditions du milieu (profondeur, température et pression), déterminant ainsi la répartition des zones du complexe de roches métamorphiques. Suivant le degré de transformation des roches, U. Grubenmann, pétrographe allemand, distingua trois zones dans la croûte terrestre :

1) la zone supérieure (*épizone*) caractérisée par un faible métamorphisme se déroulant à une température modérée et sous une basse pression géostatique, mais sous une forte pression orientée (tectonique). C'est la zone où se forment les phyllades, les talcschistes et les chloritoschistes, etc. ;

2) la zone intermédiaire (*mésozone*) sous-jacente à l'épizone se distinguant par une température élevée, une grande pression géostatique et, parfois, une pression dynamique assez forte. C'est la zone où abondent les micaschistes, divers gneiss, les quartzites, les marbres et, à la place des roches effusives basiques, les amphibolites ;

3) la zone profonde (*catazone*), où règne une pression géostatique élevée et des températures très élevées et où la pression orientée n'intervient pas ou presque (d'après les auteurs, ce fait n'est pas prouvé). Dans cette zone les conditions favorisent la formation de minéraux et de roches stables, sans trace de schistosité. On y assimile les gneiss à biotite et à pyroxène, les éclogites (roches grenues cristallines constituées surtout par du grenat et du pyroxène), les amphibolites, etc. La classification en zones de métamorphisme régional de U. Grubenmann qui est basée sur la variation du métamorphisme avec la profondeur a reçu une très large diffusion. Pourtant, elle ne peut servir actuellement que de schéma préliminaire, car elle ne tient pas compte de nombreux facteurs qui influent sur le déroulement du métamorphisme (intrusion du magma, mouvements tectoniques, etc.) et qui peuvent entraîner des modifications caractéristiques, notamment pour la catazone, à une profondeur relativement faible. De nombreux chercheurs utilisent les termes d'épizone, de mésozone et

de catazone, sans les associer à la profondeur absolue des roches, et ne veulent y voir que l'expression des successions du métamorphisme.

Sous ce rapport, il faut signaler la tentative de Pentti Eskola (1920) d'échafauder une classification sur la base de la notion de faciès métamorphique, notion fondée sur l'existence d'associations minérales caractéristiques correspondant à des conditions concrètes de température et de pression ayant entraîné la formation de la roche, indépendamment de la profondeur de son gisement. Certains minéraux étant stables pour des températures et des pressions déterminées, ils peuvent servir en quelque sorte d'étalons permettant de rattacher chaque roche à tel ou tel faciès métamorphique. On distingue les faciès sanidinite, des schistes verts, épidote-amphibolite, pyroxène-cornéenne, éclogite, etc.

§ 2. Roches métamorphiques

Les roches métamorphiques se forment au sein de la croûte terrestre à partir des roches magmatiques et sédimentaires par leur transformation profonde dans des conditions de températures et de pressions élevées, et sous l'influence de solutions chaudes et de matériaux gazeux. Cette transformation s'accompagne d'une recristallisation complexe des minéraux et des roches, de substitutions, de désagrégations de structures anciennes et de l'apparition de structures nouvelles, etc. Les roches métamorphiques peuvent également subir des transformations si elles se trouvent dans des conditions thermodynamiques correspondantes.

Structure. La recristallisation de la roche initiale à la phase solide produit des structures secondaires caractéristiques que l'on qualifie de *blastiques* (du grec βλαστάρι — pousse). Lorsque la recristallisation de la matière initiale est totale, les roches acquièrent une structure *cristalloblastique*.

Il existe des roches métamorphiques qui se distinguent par une recristallisation incomplète avec traces de la structure ancienne. Pour désigner cette structure nouvelle on emploie le préfixe *blasto* : structure blastogranitique, blastoporphyritique, etc.

Texture. Les roches métamorphiques peuvent avoir un aspect schisteux, rubané, œillé, compact, etc. (suivant l'arrangement des matériaux constituants).

Dans une disposition *schisteuse* les grains de minéraux se présentent sous la forme de lamelles allongées parallèles.

La texture *rubanée* résulte d'une alternance de couches parallèles plus ou moins minces de compositions minéralogiques différentes, couches qui se distinguent souvent par la couleur.

La texture *œillée* se caractérise par la présence de formations en « œillets », sphériques ou allongées, noyées dans la masse de la roche à grain fin.

Les formations *compactes* ne présentent généralement pas trace de schistosité, quant aux roches métamorphiques, elles sont alors de consistance homogène.

La schistosité est propre à divers schistes métamorphisés; l'aspect rubané ou œillé se rencontre surtout dans les gneiss, la texture compacte dans les marbres, les quartzites, les cornéennes.

La **composition minéralogique** des roches métamorphiques ressemble beaucoup à celle des roches magmatiques ou sédimentaires ayant subi une métamorphisation. On y trouve en général des quartz, des feldspaths, des pyroxènes, des amphiboles, des micas, etc. Mais de nouveaux minéraux peuvent apparaître simultanément, ou bien la quantité des minéraux secondaires peut augmenter: famille des grenats, wollastonite, disthène, andalousite, sillimanite, cordiérite, chlorites, diopside, trémolite, épidote, etc.

La **composition chimique** dépend des roches initiales d'une part et de la nature du métamorphisme d'autre part. Pour avoir une idée des transformations chimiques qui se déroulent lors de la métamorphisation d'une roche, on a proposé la méthode de calcul des coefficients qui dépendent du nombre atomique de l'élément considéré et de ses liaisons avec les atomes d'oxygène. En guise d'illustration, indiquons les chiffres exprimant la teneur en éléments principaux de la dunite en tant que roche initiale et de la serpentine, produit de la métamorphisation de la dunite (tableau 28 dû à T. Barth, tiré de l'ouvrage de E. Kouznétsov, 1956).

Tableau 28

Comparaison de la composition chimique de la dunite et de la serpentine

Roche	Si	Al	Cr	Fe'''	Fe''	Mn	Ni	Mg	Na	K	(OH)
Dunite	377	9	2	0	61	0,6	2	689	0,0	0,0	84
Serpentine	248	3	3	26	9	0,7	0,3	357	0,4	0,4	693

Comme on le voit, la transformation de la dunite en serpentine s'accompagne d'une diminution du magnésium et du silicium, d'un apport d'eau, de l'oxydation d'une partie du protoxyde de fer qui passe ainsi à un oxyde et d'autres modifications.

Description sommaire de principales roches métamorphiques

Phyllades (Phyllites). Ce sont des roches peu fissiles à schistosité fine, présentant un aspect soyeux le long des joints. Elles ont une teinte verte, grise, rouge, noire, suivant les impuretés présentes. Extérieurement, elles ressemblent à des schistes argileux (argiles

très fissiles, à peine métamorphiques), mais s'en distinguent par l'absence de minéraux argileux. Elles contiennent du quartz et du mica avec des présences de chlorite, d'albite et parfois de grains de grenat, de tourmaline et d'autres minéraux.

Micaschistes. Ils sont déjà plus métamorphisés que les phyllades et ils contiennent des micas et des quartz avec addition d'autres

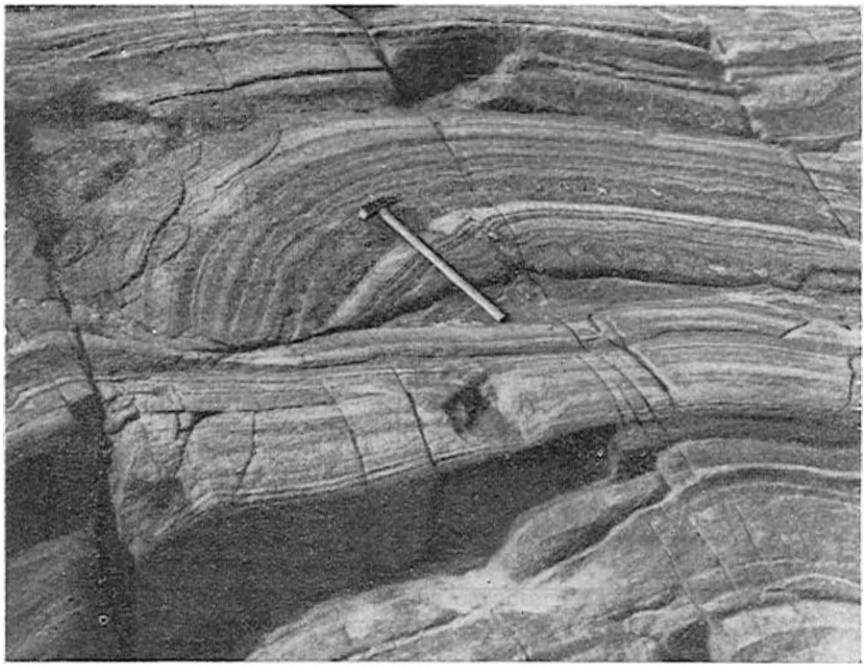


Fig. 283. Affleurements de gneiss (antépaléozoïques). Carélie

minéraux. Parfois, on est en présence de biotite, parfois de muscovite ou même des deux. On les appelle en conséquence micaschistes à biotite, à muscovite, ou schistes à deux micas.

Talcschistes. Roches métamorphiques finement schisteuses constituées surtout d'écailles de talc avec des trasses de quartz, de chlorite, de mica. Elles contiennent également des feldspaths, de la magnétite, de l'actinolite et d'autres minéraux en quantité variable. Ces schistes talqueux sont très tendres et onctueux sur les joints. Ils se forment par transformation des roches ultra-basiques.

Chloritoschistes. Composés surtout de chlorite, auquel s'ajoute du quartz et d'autres minéraux en faible quantité (talc, mica, épidote, tourmaline, actinolite, rutile, magnétite, etc.). Ils ont un aspect écailleux et écaillo-schisteux. Leur teinte varie du vert clair

jusqu'au vert-noir. La présence de tel ou tel minéral est indiquée dans la nomenclature : chloritoschiste à talc, micacés, à amphibole, etc. Les chloritoschistes se forment à partir des roches basiques.

Gneiss (fig. 283). Ce sont des roches métamorphiques composées surtout de feldspaths et de quartz. On y rencontre un ou plusieurs éléments colorés, tels que le mica, l'amphibole, le pyroxène. Suivant le minéral coloré en présence on a des gneiss micacés, amphiboliques, pyroxéniques, etc.

Les gneiss se caractérisent en général par une texture rubanée formant des lits plus ou moins parallèles, mais quelquefois on rencontre aussi des textures schisteuse ou œillée. Ils proviennent du métamorphisme des roches sédimentaires (*paragneiss*) ou des roches magmatiques (*orthogneiss*).

Marbre. C'est une roche métamorphique holocristalline ; la grosseur des grains est variable. Elle provient d'un calcaire recristallisé et est composée de calcite. Les variétés de marbre pur sont blanches. Diverses impuretés conditionnent les différentes couleurs (gris, jaunâtre, rosé, etc.).

Quartzites. Ce sont des roches métamorphiques à grains de quartz fortement cimentés. Elles résultent de la métamorphisation des sables quartzeux et des grès. Parfois, elles contiennent des éléments ferrugineux, micacés, des chlorites et d'autres minéraux. Quelquefois, on trouve des variétés schisteuses de quartzite qu'on appelle itacolumite.

En conclusion, indiquons qu'aux roches métamorphiques sont associés de nombreux minéraux utiles surtout lorsqu'elles résultent d'altérations pneumatolitiques et hydrothermales. Les gisements de fer, de cuivre, de tungstène et d'autres métaux correspondent souvent aux faciès minéralogiques caractérisés par des températures et des pressions élevées. Les faciès minéralogiques des phases plus jeunes sont souvent associés aux gîtes de métaux non ferreux et de métaux rares. Le métamorphisme, s'observant dans les zones de contact avec les corps magmatiques ou au voisinage des remplissages filoniens, favorise la concentration de nombreux minéraux précieux. On voit ainsi toute l'importance qu'acquiert l'étude du métamorphisme.

CHAPITRE 19

Structure et composition du globe terrestre

§ 1. Procédés d'étude

Les trous de forage les plus profonds ne s'enfoncent au sein de la Terre qu'à une distance qui ne dépasse pas 5 km. Ce n'est qu'exceptionnellement que les puits de mine atteignent 2 km de profondeur. Ainsi, ce n'est qu'à peine 0,1% du volume de la Terre qui, dans le meilleur des cas, est accessible à l'exploration. Pour le moment, les tentatives de sondages plus profonds ont été vaines. C'est pourquoi il a fallu rechercher des méthodes indirectes permettant d'apprécier la composition et la structure des zones internes du Globe. Plusieurs procédés ont été proposés : méthodes séismique, gravimétrique, géodésique, astrophysique, magnéto-tellurique, etc. Chacune d'elles n'étudie qu'un aspect du problème. Dans l'ensemble, on obtient de multiples renseignements, mais ils ne permettent pas encore d'établir définitivement ne serait-ce que les traits essentiels de la structure et de la composition du Globe.

Examinons plus en détail la méthode *séismique*.

Comme il a été dit au chapitre 16, le foyer d'un tremblement de terre émet des ondes élastiques qui se propagent dans toutes les directions à une certaine vitesse et atteignent la surface par des voies diverses. Les ondes *longitudinales P* (primaires), ondes de condensation et de dépression, se propagent à la vitesse de 5 à 8 km/s ; les ondes *transversales S* (secondaires), qui provoquent une oscillation transversale des particules du sol par rapport au front de l'onde, se déplacent à une vitesse de 3 à 5 km/s ; les ondes *superficielles L* ont la propagation la plus lente, 3 à 4 km/s. Examinons comment se déplacent les ondes longitudinales (P), par exemple.

Soit un point O (fig. 284 foyer du séisme au sein d'une couche de roches dans lesquelles les ondes P se propagent à la vitesse V_1. Sous cette couche, à une profondeur h, se trouve une autre couche pour laquelle la vitesse des ondes élastiques est V_2 ; soit $V_2 > V_1$.

Le point K_1 où est placé le premier séismographe est d'abord atteint par les ondes P_1 qui ont parcouru la droite OK_1, puis par les ondes P_2 qui ont suivi le trajet $OABK_1$ dont une partie passe par la couche inférieure où leur vitesse est plus grande (V_2). On peut trouver à une distance plus grande de l'épicentre un point K_2 qui sera atteint

en même temps par les deux ondes P_1 et P_2; le trajet OK_2 est plus court que $OACK_2$, mais, par contre, sur ce dernier trajet les ondes se déplacent pendant un certain temps à une vitesse plus grande (AC est parcouru à la vitesse V_2). Enfin, le point K_3 sera d'abord atteint par les ondes P_2 ayant traversé la couche inférieure en suivant le trajet $OADK_3$, puis par les ondes P_1, qui se sont déplacées directement le long de OK_3; ce dernier trajet est plus court, mais la vitesse des ondes P_1 est faible (V_1). Si aux trois points K_1, K_2, K_3 sont placés des séismographes, nous obtiendrons les trois enregistrements représentés sur la fig. 284. Si l'on connaît les grandeurs V_1 et V_2 et

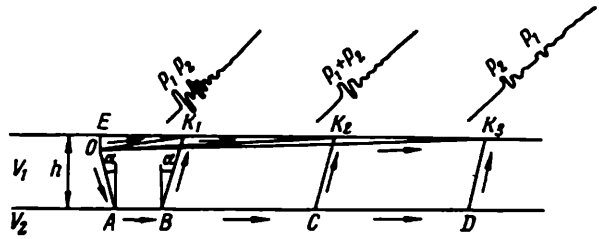


Fig. 284. Schéma de la propagation des ondes séismiques dans un milieu à deux couches

l'intervalle de temps écoulé entre le déclenchement du séisme au foyer et l'arrivée des ondes aux points K_1, K_2 et K_3, on peut calculer la profondeur h à laquelle se situe le toit de la couche inférieure. Si l'on convient, pour simplifier, que le foyer O se trouve à la surface et si l'on tient compte que $\sin\alpha = \frac{V_1}{V_2}$, on trouve h pour le point K_1 d'après la formule

$$h = \left(V_1 \sin^2\alpha + \frac{1}{2} t_1 V_1 - \frac{1}{2} \Delta_1 \sin\alpha\right) \cdot \cos\alpha.$$

En réalité, nous n'avons pas besoin d'autres données, car nous connaissons la vitesse V_1, l'angle α, le temps t_1 et la distance épicentrale[1] Δ_1. Les observations aux autres points K_2, K_3, etc., ne sont nécessaires que si l'une des grandeurs citées est inconnue ou si l'on veut vérifier et préciser les résultats obtenus.

Certes, le phénomène est beaucoup plus compliqué. Il faut généralement tenir compte non pas de deux, mais de plusieurs couches. Celles-ci ne sont pas toujours parallèles, souvent même elles sont inclinées et gauchies. Enfin, le foyer n'émet pas seulement des ondes longitudinales, mais aussi des ondes transversales et superficielles. Le séismogramme n'en est que plus embrouillé. Toutefois, il peut être déchiffré. Quand le séisme est très intense, les ondes émises con-

[1] La distance épicentrale est celle qui sépare l'épicentre du séisme de la station séismographique.

tournent le globe entier et passent par le centre, permettant de sonder tout le globe et d'établir la distance aux couches ou enveloppes qui le composent.

Des résultats intéressants sont obtenus par l'étude des ondes produites par des explosions. En 1936, on en effectua une dans l'Oural, près de Tchéliabinsk (Korkino) pour mettre à nu des bancs de houille gisant à de faibles profondeurs (fig. 285).

On employa 1 850 t d'explosifs. Les ondes émises furent enregistrées par plusieurs stations séismographiques installées spécialement

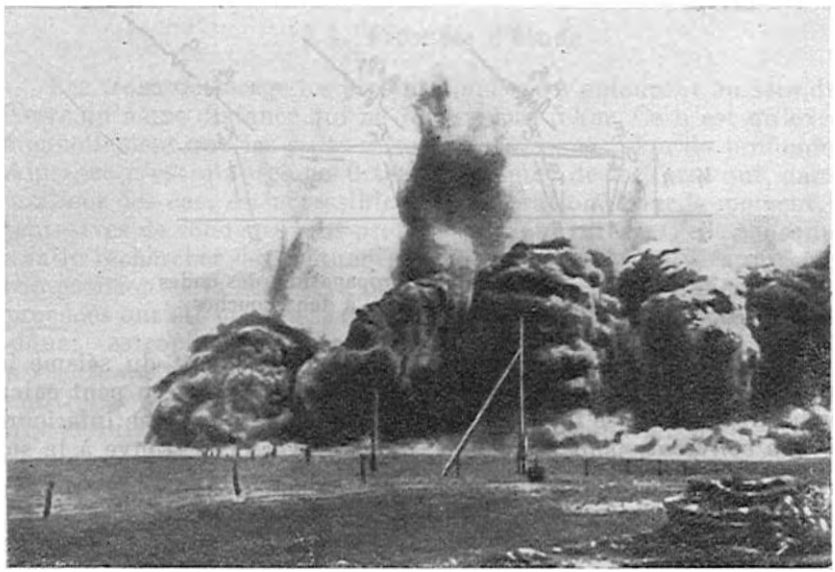


Fig. 285. Explosion dans la région de la ville de Korkino, près de Tchéliabinsk, en 1936

dans plusieurs villes à l'Ouest et à l'Est de l'Oural. Le dépouillement des séismogrammes permit d'établir la présence à la latitude de Korkino, d'une certaine succession de couches dans la croûte se distinguant par des élasticités différentes (tableau 29).

Une autre méthode dite *gravimétrique* consiste à étudier la répartition de l'intensité de la pesanteur à la surface de la Terre. Pour tous les points de la surface du sphéroïde terrestre l'intensité de la pesanteur est établie d'après la formule proposée en 1901 par F. Helmert :

$$g_0 = 978{,}046\,(1 + 0{,}005302 \sin^2 \varphi - 0{,}000007 \sin^2 2\varphi),$$

où φ est la latitude géographique du lieu. Par le symbole g_0 on désigne la grandeur théorique de l'intensité de la pesanteur en ne faisant

intervenir que les forces d'attraction de toutes les masses du globe terrestre et la force centrifuge. En réalité, la grandeur g varie suivant le lieu considéré par suite des irrégularités de la répartition des masses dans la croûte et en fonction de la structure géologique : elle

Tableau 29

Résultats du dépouillement des séismogrammes de l'explosion de Korkino (d'après E. Koridaline)

Vitesse de propagation des ondes longitudinales, km/s	Epaisseur de la couche, km
—	1,0 (roches meubles)
5,3	1,1
5,5	0,6
5,7	3,0
5,8	4,6
6,1	8,6
6,1	9,3
7,3	2,5
7,6	10,5
8,0	Roches situées à plus de 40 km de profondeur

augmente au-dessus des secteurs constitués de roches lourdes et diminue au-dessus des secteurs de roches légères, oscillant autour d'une certaine valeur théorique qui dépend de la latitude géographique. Ces écartements portent le nom *d'anomalies de la pesanteur* et sont désignés par le symbole Δg. Leur étude permet d'apprécier la structure interne du globe.

Ainsi, au moyen des levés gravimétriques effectués sur les continents et les océans on a pu constater des variations notables de l'anomalie de la pesanteur. Dans des régions montagneuses, telles que les Alpes, le Caucase, le Pamir, les anomalies sont négatives (l'intensité de la pesanteur est inférieure à sa valeur théorique), alors que dans le Pacifique, elles sont positives. A première vue on pourrait s'attendre à l'inverse, car la densité de l'eau devrait plutôt entraîner des anomalies négatives, tandis que les roches des régions plissées, d'une densité moyenne de 2,8 g/cm^3, devraient engendrer des anomalies positives. Les observations montrent que le défaut de masse dû à l'eau des océans est compensé par une densité plus grande des roches constituant le fond : basaltes et péridotites dont la densité atteint 3,2 g/cm^3. Inversement, sous les chaînes de montagnes se trouvent des roches à faible densité. Ces conclusions sont à l'origine des conceptions sur les « racines de montagnes » constituées par des roches relativement légères et s'enfonçant dans la croûte jusqu'à des profondeurs

de 50 km. Par leur composition ces roches doivent être proches des granites.

Dans les plaines ou les plates-formes, les anomalies de la pesanteur sont peu importantes ; elles sont surtout conditionnées par la structure du soubassement cristallin.

En associant les procédés séismique et gravimétrique nous pouvons généralement apprécier la structure profonde de la croûte terrestre.

Ces dernières années, des faits toujours plus nombreux témoignent d'un rapport très étroit entre le *champ magnétique* de la Terre et les grandes unités structurales de la croûte, tels les plates-formes et les géosynclinaux. L'étude des profondeurs de la Terre par les *procédés* magnétiques est basée sur l'existence de variations dans la répartition de ce qu'on appelle le « champ rémanent » du magnétisme terrestre ou champ de Bauer. Il s'ajoute au champ d'une sphère magnétisée uniformément et peut atteindre 40 % de la valeur de ce dernier. Ces champs superposés sont produits par des centres de magnétisation qui se trouvent à une profondeur de 2 900 km. Comme les observations en témoignent, les courbes d'égales valeurs des champs superposés épousent les contours des régions plissées et des plates-formes, et la courbe zéro coïncide approximativement avec la ligne de séparation des plates-formes et des géosynclinaux qui est marquée par des failles profondes. Un autre procédé intéressant est fondé sur l'étude du *paléomagnétisme*, c'est-à-dire de l'aimantation rémanente des roches d'âges différents. Ce procédé permet d'établir la position du méridien magnétique à différentes époques géologiques et les déplacements des pôles magnétiques de la Terre au cours de son passé géologique.

De nombreux renseignements importants peuvent être fournis par l'étude des courants telluriques, par les notions sur la masse de la Terre et son moment d'inertie (en rapport avec sa rotation sur son axe), par la confrontation de la Terre avec d'autres corps célestes (les météorites, la Lune, d'autres planètes), etc.

En définitive, malgré les grandes difficultés de l'étude des profondeurs terrestres, cette tâche peut être, dans une certaine mesure, entreprise dès aujourd'hui.

§ 2. Les enveloppes du globe

Les parties extérieures du globe terrestre forment plusieurs enveloppes : atmosphère, hydrosphère, lithosphère. Nous avons déjà étudié les deux premières aux chapitres précédents. Pour ce qui est de la lithosphère, c'est-à-dire de l'enveloppe rocheuse, sa partie superficielle est assez bien étudiée, mais ses parties plus profondes sont inaccessibles, et les renseignements que l'on possède à ce sujet ne sont obtenus qu'indirectement, surtout par la géophysique et en particulier, par la séismologie.

Les ondes séismiques longitudinales traversant les couches disposées sous les séries sédimentaires se propagent généralement à la vitesse constante de 5,5-6,0 km/s, vitesse à laquelle les ondes élastiques longitudinales traversent les roches magmatiques acides, granites et roches similaires (à en juger d'après les mesures en laboratoire et celles effectuées sur le terrain, tableau 30). C'est pourquoi il faut croire que les roches sédimentaires recouvrent une zone de *granites* dont l'épaisseur varie d'une façon importante et atteint dans certains endroits plusieurs dizaines de kilomètres.

Tableau 30

Vitesse de propagation des ondes longitudinales V_p et transversales V_s dans des roches différentes (d'après les données de laboratoire, pour une pression de 4000 kg/cm² et une température de 30°C)

Roche	V_p, km/s	V_s, km/s
Syénite	6,0	3,4
Granite	6,1	3,6
Diabase	7,0	3,8
Gabbro	7,0	3,8
Pyroxénite	7,9	4,6
Dunite	8,0	4,5

A en juger d'après les observations, il n'y a pas de granite sous le Pacifique. Il n'y en a pas non plus, ou il y en a très peu, sous l'Atlantique et l'océan Indien. La couche de granites et de roches associées, sous-jacentes aux plaines continentales, est presque partout de 10 km d'épaisseur. Enfin, sous les chaînes de montagnes jeunes comme les Alpes ou le Pamir, cette couche atteint environ 50 km.

La « zone » suivante, *celle des basaltes*, a une nature quelque peu différente. Son existence est décelée par l'accroissement de la vitesse des ondes élastiques jusqu'à 6,5 km/s au-dessous de la zone des granites (pour des ondes longitudinales), ce qui est un indice de la présence de roches *basiques* du type des basaltes. Au-dessous des vastes plaines continentales aux formes aplanies, c'est-à-dire des plates-formes contemporaines, la zone basaltique a une épaisseur d'environ 30 km. Sous les chaînes de montagnes elle est de 10 à 15 km ; sous les océans cette zone est très mince et elle disparaît même parfois complètement.

Les zones « granitique » et « basaltique » constituent ce qu'on désigne par le terme de *Sial* (de silicium et d'aluminium), couche qui ne forme pas d'enveloppe continue sous le globe terrestre. Certains croient qu'il faut identifier le Sial à la *croûte terrestre*. Si l'on adopte

ce point de vue, c'est dans la région des chaînes de montagnes que la croûte sera la plus épaisse (50-70 km) ; dans la zone des continents son épaisseur est à peu près partout la même (30-40 km), alors que sous les océans (du moins sous le Pacifique), elle est totalement absente.

A une profondeur encore plus grande, c'est-à-dire sous le « Sial », la vitesse des ondes longitudinales atteint 8 km/s ; c'est là que se disposent probablement les *roches ultra-basiques* (encore plus riches en fer et en magnésium que les roches basiques et d'une teneur en silice très inférieure), c'est-à-dire des roches du type de la péridotite, de l'éclogite[1], du pyroxénite, de la dunite. Parmi les minéraux dominants il y a sans doute la fayalite Fe_2SiO_4, la forstérite Mg_2SiO_4, l'enstatite $MgSiO_3$, l'olivine $(Mg, Fe)_2 SiO_4$, etc. C'est la première zone *continue* du globe dont l'épaisseur, suivant divers auteurs, est d'environ 1 200 km.

Il est difficile de dire quelle appellation lui convient le mieux. B. Gutenberg et G. Linck emploient ordinairement le terme de *Sima* (silicium-magnésium) ; E. Wiechert lui donne le nom de zone « extérieure » ; W. Goldschmidt l'appelle « pierreuse » ou « éclogitique » ; A. Sieber la nomme zone de « roches magmatiques lourdes » : H. Washington et A. Fersman l'appellent *enveloppe péridotique*. Parfois, on la désigne sous le terme de *barysphère*; de nos jours, on lui donne souvent le nom de *manteau*.

Il importe de noter que la discontinuité entre le « Sial » et le « Sima » ou la zone « péridotique » est très nette. C'est la *surface de discontinuité de premier ordre* marquée par des modifications brusques des propriétés élastiques et de certaines autres propriétés de la matière. D'après E. Rozova, la vitesse des ondes longitudinales (enregistrée en Asie centrale) est de 5,5 à 6,3 km/s pour la couche supérieure ou « Sial » et de 7,9 km/s pour la couche inférieure, c'est-à-dire au-dessous de la discontinuité. Sur le littoral atlantique de l'Amérique du Nord on a enregistré des vitesses égales réciproquement à 5,8 et 7,5 km/s. Des exemples de ce genre sont très nombreux. En général, la vitesse des ondes longitudinales dans les couches inférieures du « Sial » est d'environ 6 km/s, tandis que sous la discontinuité elle s'élève brusquement à 8 km/s. Cette surface de discontinuité est souvent appelée *surface* (ou *discontinuité*) *de Mohorovičić* d'après le nom du savant yougoslave qui la découvrit le premier.

Si les hypothèses formulées ci-dessus sur la composition du «Sial » et du « Sima » sont justes, on peut définir la *densité* de la matière à des niveaux différents. Le poids spécifique des roches sédimentaires

---

[1] L'éclogite est une roche macrocristalline constituée surtout de pyroxène vert (omphazite), d'amphibole (smaragdite) et de grenat ; par sa composition chimique elle ressemble au gabbro ; c'est une roche caractéristique des zones de métamorphisme les plus profondes.

est ordinairement inférieur à 2,5 ; celui des roches acides est de 2,6 à 2,7 ; celui des roches basiques, de 2,8 à 2,9 ; celui des roches ultrabasiques de 3,2 à 3,3 (tableau 31). Ce sont justement les chiffres qui

Tableau 31

Densité des roches

Roche	Densité, g/cm³	Roche	Densité, g/cm³
Granite	2,5-2,7	Pyroxénite	3,2
Syénite	2,7-2,8	Dunite	3,2-3,3
Andésite	1,6-2,6	Schiste argileux	2,3-2,7
Porphyre	2,8	Grès	2,2-2,8
Diorite	2,8-2,9	Schiste cristallin	2,6-2,8
Gabbro	3,0	Gneiss	2,6-3,1
Péridotite	2,6-2,8	Marbre	2,7

déterminent la densité des couches susnommées, densité qui monte à 4 ou 4,5 g/cm³ dans la partie inférieure de la couche « péridotique » (compte tenu de la pression et de la modification de l'accélération de la pesanteur).

Signalons que d'après les formules de la vitesse des ondes élastiques, celle-ci est *inversement* proportionnelle à la densité, c'est-à-dire que lorsque la densité croît, la vitesse diminue :

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \qquad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}};$$

où ρ est la densité. On ne peut donc pas, comme on le fait souvent, expliquer l'accroissement de la vitesse des ondes par l'augmentation de la densité des roches qu'elles traversent. La vitesse s'accélère parce que la modification de la composition des roches entraîne des variations des propriétés élastiques de la matière : le module de la compression uniforme K et celui de la distorsion μ figurant au numérateur de la fraction sous le radical augmentent, et cette augmentation compense les variations de la densité. C'est pourquoi on ne doit pas s'étonner que la vitesse des ondes augmente, de la limite supérieure de la courbe péridotique à sa limite inférieure (de 7,9 à 11,7 km/s pour les longitudinales et de 4,4 à 6,5 km/s, pour les transversales), en même temps que la densité (de 3,3 à 4,0 g/cm³).

On suppose ordinairement qu'à 1 200, 1 700 et 2 400 km de profondeur il existe d'autres surfaces de discontinuité qui diffèrent toutefois de la discontinuité de Mohorovičić par une modification

moins brusque des propriétés élastiques de la matière; à la limite inférieure des couches, il n'y a que la vitesse des modifications des propriétés qui change. Ces surfaces s'appellent *discontinuités de deuxième ordre*. La vitesse des ondes qui traversent la couche allant de 1 200 à 2 900 km varie de 11,7 à 13,6 km/s pour les ondes longitudinales, et de 6,5 à 7,3 pour les ondes transversales. La densité de la matière à la limite inférieure de cette couche est, d'après divers auteurs, de 5,3 à 6,5 g/cm³. En règle générale, une telle couche apparaît assez nettement; on l'appelle d'habitude couche ou *enveloppe intermédiaire*. Notons que d'après les dernières données (travaux de E. Savarenski, 1955) l'existence de discontinuités à des profondeurs de 1 200, 1 700 et 2 400 km est sujette à caution.

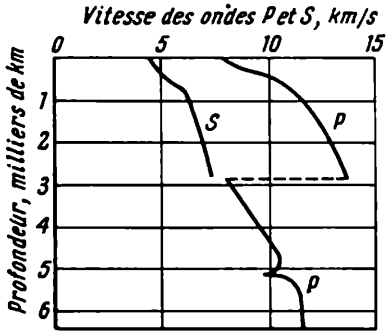


Fig. 286. Vitesse de propagation des ondes *P* et *S* au sein de la Terre

La discontinuité suivante est bien nette et se manifeste à une profondeur d'environ 2 900 km; c'est encore une discontinuité de premier ordre. La vitesse des ondes longitudinales émises par des séismes très intenses diminue ici, d'une manière tout à fait inattendue, de 13,6 à 8,1 km/s. Quant aux ondes transversales, elles ne dépassent pas cette limite de 2 900 km. Cette barrière franchie, la vitesse des ondes longitudinales croît de nouveau lentement pour passer graduellement de 8,1 km/s à 2 900 km, à 11,3 km/s au centre de la Terre (fig. 286).

Que se passe-t-il à la limite de 2 900 km qui sépare, comme on le suppose, l'enveloppe intermédiaire du *noyau* de la Terre? Pourquoi les propriétés élastiques de la matière changent-elles de cette façon?

Il est difficile de donner une réponse définitive, mais il s'agit sans doute d'une brusque modification de la densité qui passe approximativement de 6 à 10 g/cm³; autrement dit, d'une modification brutale soit de la composition, soit de l'état physique des roches. Nous examinerons ce problème au § 6. D'autre part, on a toutes les raisons de supposer que la matière du noyau est plutôt à l'état liquide que solide. Le fait que le noyau ne transmet pas les ondes transversales (c'est-à-dire que le module de distorsion de la matière du noyau est proche de zéro), en est un témoignage.

L'existence d'un noyau dont les propriétés diffèrent de celles des enveloppes extérieures peut être également décelée par un autre procédé, celui de l'*ombre séismique* (fig. 287). Lors des grands séismes, les ondes longitudinales (*P*) et transversales (*S*) suffisamment intenses sont enregistrées par les appareils à toutes les distances épicentrales Δ jusqu'à celles qui correspondent à un arc de 102 ou 103° (environ

1 400 km) ; au-delà, jusqu'au $\Delta = 143°$ les ondes P et S ne se manifestent plus. Après cette valeur de Δ, les ondes P réapparaissent, de nouveau très intenses, alors que les ondes S ne se manifestent plus. Ce comportement des ondes, c'est-à-dire l'apparition d'une « zone d'ombre » (qui pour les ondes longitudinales est enregistrée de 103 à

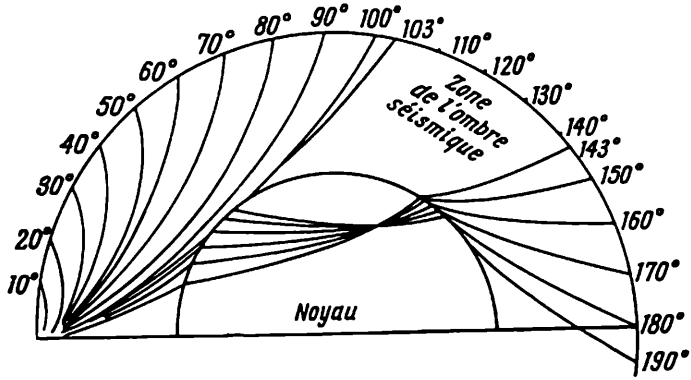


Fig. 287. «Ombre séismique» du noyau de la Terre

143°, et pour les ondes transversales de 103 à 180°) ne peut s'interpréter que par la présence d'un noyau. Au moment du passage de cette limite, la vitesse des ondes P tombe brusquement et elles subissent une forte réfraction, tandis que les ondes S n'arrivent pas à franchir le noyau. On a représenté sur la fig. 287 le cheminement des rayons séismiques.

En conclusion, indiquons que ces dernières années, sur la base de faits nouveaux, on a présumé l'existence d'autres discontinuités en plus des susmentionnées. Ainsi, entre 80 et 150 km on croit avoir décelé une diminution de la vitesse (d'environ 3 %) qui ne reprend sa valeur précédente qu'entre 150 et 180 km. D'autre part, on a confirmé l'accroissement particulièrement rapide des vitesses entre 400 et 800 km. Ce phénomène a été signalé pour la première fois en 1912 par le géophysicien russe B. Golitsyne, c'est pourquoi V. Magnitski a proposé d'appeler cette couche « couche de Golitsyne ». E. Savarenski mentionne une discontinuité à 900 km, et A. Treskov, à 1 800 km. I. Mélik-Gaïkazian, ayant décelé récemment des signes de division du noyau, pense qu'il est nécessaire d'y distinguer un noyau intérieur, une *graine*, de rayon 1 280 km. Des résultats identiques ont été obtenus par d'autres séismologues, en particulier par I. Kovaïkina (U.R.S.S.), B. Gutenberg, C. Richter (U.S.A.), K. Wadati (Japon). Sur la fig. 288 on a représenté schématiquement les différentes couches de la Terre.

L'existence de discontinuités à la base du Sial et à la limite du noyau est maintenant un fait acquis. En ce qui concerne la com-

position minéralogique des couches et l'état de la matière qui les compose, tout n'est pas encore clair. Nous ne savons pas exactement comment varie la température au sein de la Terre et comment se

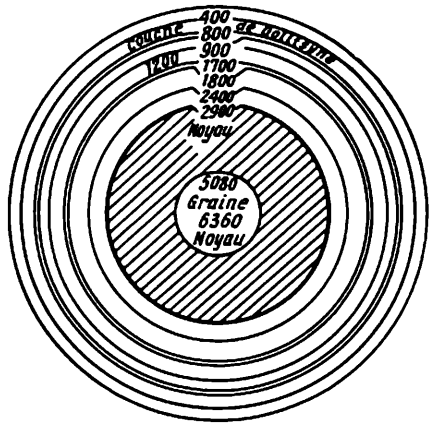


Fig. 288. Structure interne de la Terre (schéma)

modifient les propriétés de la matière soumise simultanément à une température et à une pression élevées.

Examinons plus en détail ces questions.

§ 3. Densité et pression au sein de la Terre

Pour calculer la pression exercée à l'intérieur du globe, sous l'effet du poids des roches composant les différentes enveloppes terrestres (pression dite *géostatique*), il faut connaître la *densité* et l'*intensité* de la *pesanteur* à tous les niveaux, y compris au centre.

Comme nous l'avons déjà vu, la *densité* croît à mesure qu'on avance vers le centre, bien que d'une façon irrégulière. De 2,5 g/cm^3 à la surface, elle devient de 3,4 g/cm^3 à 100 km et de 5,3 g/cm^3 à 2 900 km de profondeur. Là, au niveau du noyau, la densité fait un bond et monte aussitôt à 9,9-10,0 g/cm^3, puis recommence à croître régulièrement pour atteindre, au centre du noyau, 11 g/cm^3 et plus (d'après A. Fersman).

Le tableau 32 donne les variations de la densité calculées par M. Molodenski sur la base de la densité moyenne du globe (5,52 g/cm^3), son moment d'inertie et la grandeur ρ pour la partie supérieure de la croûte. L'auteur de ces calculs admettait, comme les séismologues, qu'à la limite du noyau la densité fait un bond et passe de 5,3 à 9,9 g/cm^3, c'est-à-dire que $\Delta\rho = 4{,}6$ g/cm^3. Si cette hypothèse est modifiée, les chiffres exprimant ρ changeront surtout pour les parties centrales du globe. La colonne gauche du tableau 32 donne les profondeurs en fraction du rayon terrestre, à compter du centre.

A titre de comparaison on a donné les chiffres obtenus en 1936 par K. Bullen, ainsi que par R. Radau (1885) pour le cas de variation

Tableau 32

Densité à l'intérieur de la Terre

r	ρ, g/cm³		
	d'après R. Radau, 1885	d'après K. Bullen, 1936	d'après M. Molodenski, 1955
1,0	2,6	—	3,6
0,9	3,8	4,3	4,1
0,8	5,0	4,7	4,5
0,7	6,2	5,1	4,8
0,6	7,4	5,4	5,1
—	—	—	5,3
0,55	—	—	9,9
0,5	8,6	10,1	10,4
0,4	9,4	10,8	11,2
0,3	10,1	11,4	11,8
0,2	10,7	11,9	12,2
0,1	11,0	12,1	12,4
0,0	11,2	12,2	12,5

uniforme de la densité. A l'époque on ignorait l'existence de la discontinuité « enveloppe — noyau » et les calculs (R. Radau,

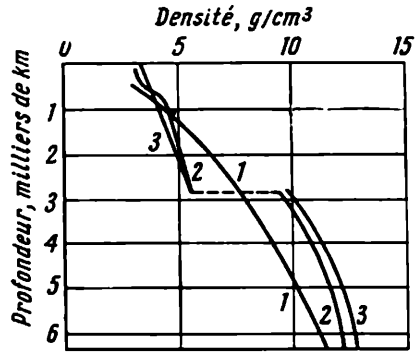


Fig. 289. Densité au sein de la Terre:
1 — d'après R. Radau, 1885; *2* — d'après K. Bullen, 1936; *3* — d'après M. Molodenski, 1955

A. Legendre) s'appuyaient sur l'hypothèse cosmogonique de Kant — Laplace; on pensait alors que la densité était une fonction continue de la compression de la matière due à l'action de la pression extérieure (fig. 289).

Pour ce qui est de la *pesanteur* ou plutôt l'*intensité de la pesanteur*, elle décroîtrait régulièrement de la surface vers le centre si la Terre était composée de roches de même poids spécifique. Mais comme le noyau est plus dense que les parties externes, l'intensité de la pesanteur atteint un maximum (qui dépasse d'environ 10% la

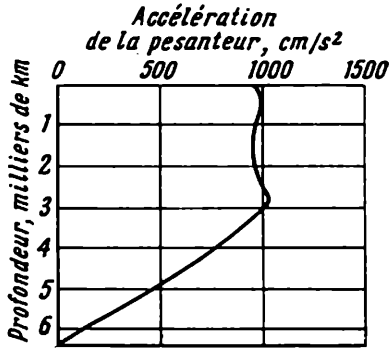


Fig. 290. Accélération de la pesanteur au sein de la Terre

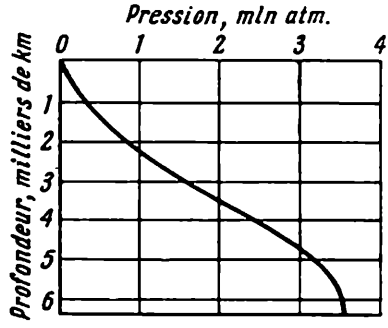


Fig. 291. Pression au sein de la Terre

grandeur normale à la surface) à la limite du noyau et diminue ensuite rapidement jusqu'à devenir nulle au centre: le point se trouvant au centre subit des attractions de même force s'exerçant suivant les rayons, attractions dont la résultante est en fait égale à zéro (tableau 30, fig. 290).

En possédant toutes ces données, nous pouvons calculer le poids de la colonne d'une section égale à 1 cm² et d'une longueur égale

Tableau 33

Intensité de la pesanteur et pression à l'intérieur de la Terre (d'après V. Magnitski)

Profondeur h en km	Intensité de la pesanteur g en cm/s²	Pression P en dynes/cm²
0	982	—
33	985	$0{,}009 \cdot 10^{12}$
400	997	$0{,}136 \cdot 10^{12}$
800	999	$0{,}300 \cdot 10^{12}$
1200	991	$0{,}49 \cdot 10^{12}$
1800	985	$0{,}78 \cdot 10^{12}$
2900	1037	$1{,}37 \cdot 10^{12}$
4000	762	$2{,}39 \cdot 10^{12}$
5000	452	$3{,}12 \cdot 10^{12}$
6000	126	$3{,}48 \cdot 10^{12}$
6370	0	$3{,}51 \cdot 10^{12}$

au rayon de la Terre ou à une fraction de ce rayon. C'est justement la *pression* exercée par le poids des roches sus-jacentes sur un plan unitaire (1 cm^2) à l'intérieur du globe. Les calculs donnent les chiffres suivants: à la base de la croûte terrestre, c'est-à-dire à la limite inférieure du Sial (50 km de la surface), 13 000 atm, soit environ 13 t/cm^2; au niveau du noyau, près de 1,4 millions d'atmosphères; au centre, plus de 3 millions d'atmosphères (fig. 291).

Le tableau 33 donne les chiffres caractérisant l'intensité de la pesanteur (en cm/s^2) et la pression (en dynes par cm^2).

§ 4. Température à l'intérieur du globe

Les mesures effectuées dans les trous de forage et dans les mines ont permis d'établir que la *température* monte, en fonction de la profondeur, en moyenne de 3° tous les 100 m. Cela permet d'introduire la notion de *gradient géothermique* $\frac{1}{b}$ (modification de la température en degrés par unité de longueur) et de *degré géothermique* b (profondeur en mètres correspondant à une augmentation de 1°C). Le gradient géothermique et le degré géothermique varient d'un endroit à l'autre suivant les conditions géologiques, et plus généralement suivant l'environnement physico-géographique. Le tableau 34 en donne quelques exemples.

Tableau 34

Degré géothermique b et gradient géothermique $\frac{1}{b}$ d'après les mesures effectuées dans les trous de forage

Région	b en m	$\frac{1}{b}$ en degrés/m
Bornéo, Samarinde	15,7	0,06363
Japon, Echigo	22,9	0,04364
U.R.S.S., Bassin du Donetz	32,6	0,03068
U.R.S.S., Borislav	41,6	0,02402
U.R.S.S., Kharkov	58,6	0,01706
Tchécoslovaquie, Příbram	65,8	0,01520
Canada, Ontario	76,8	0,01303
U.S.A., Rosweld	87,1	0,01148
U.S.A., Grass-Valley	116,3	0,00860
Canada, Ontario	122,6	0,00817
U.S.A., Albany	137,8	0,00725
Transvaal, Witwatersrand	172,7	0,00580

S. Kraskovski, spécialiste de la géothermie (théorie de la chaleur interne du globe), indique que le gradient géothermique peut varier de 0,005 à 0,25 par mètre, ce qui correspond à une modification de 5 à 250° par kilomètre. Mais, en moyenne le chiffre de variation de 30° par kilomètre, mentionné plus haut, est valable partout. Ainsi, à 2 700 m de profondeur dans le trou de forage de Long-Beach en Californie, la température s'est révélée d'environ à 120°C.

Le degré géothermique peut être calculé d'après la formule:

$$b = \frac{H-h}{T-t},$$

où T est la température à la profondeur H ; t la température moyenne annuelle de l'air à 0 m (+4,2°C) ; h la profondeur de la couche à

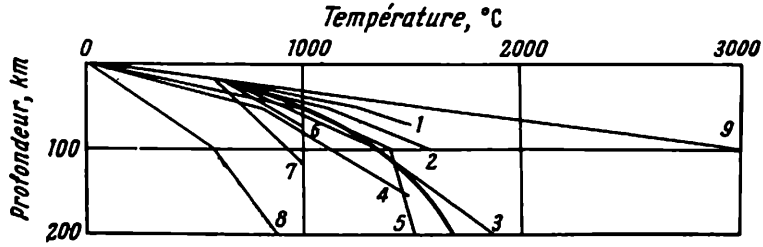


Fig. 292. Température au sein de la Terre à des profondeurs variant de 0 à 200 km, d'après divers auteurs

température constante (20 m). Ainsi, les mesures effectuées à Moscou dans deux trous ont donné un degré géothermique moyen de 38,4 m/°C.

La température croît à peu près partout au même rythme, quel que soit le continent; font exception certaines régions, en particulier, celles de volcanisme actif. Mais une question se pose : jusqu'à quelle profondeur ce rythme est-il constant? Les calculs tenant compte de la conductibilité thermique des roches, de l'intensité du flux thermique montant de la profondeur vers la surface, etc., montrent que le gradient géothermique établi pour les parties externes du globe n'est valable que pendant les premiers 15-20 km. Plus bas, l'accroissement de la température se ralentit, et à la base du Sial il est probable qu'elle ne dépasse pas 900-1 000°. En tenant compte de ces variations, V. Magnitski indique qu'à 100 km de profondeur la température doit s'élever à 1 300°, alors qu'elle devrait être de 3000° si le gradient valable pour la surface terrestre était conservé.

Les profondeurs de 100 à 200 km ont fait l'objet de nombreuses études sur la base de différentes hypothèses théoriques. Les lignes brisées de la fig. 292 représentent les variations de la température en fonction de la profondeur d'après : 1 — F. Wolff; 2 — R. Daly; 3 — L. Adams (pour les roches du « Sima »); 4 — L. Adams (pour

les roches du « Sial »); 5 — B. Gutenberg; 6 — A. Fersman; 7 — B. Litchkov; 8 — H. Jeffreys; la droite 9 correspond à la loi linéaire de l'élévation de la température quand $\frac{1}{b} = 0{,}03$ degré/m. Sans examiner en détail chacune de ces lignes et en traçant une certaine courbe moyenne (en trait gros sur la fig. 292) nous obtenons les chiffres donnés au tableau 35.

Tableau 35

Changement de la température avec la profondeur

Profondeur, km	0	20	40	60	80	100	200
Température, °C	0	550	800	1050	1200	1350	1700

De nouvelles informations intéressantes ont été obtenues récemment sur les sources de chaleur et le régime thermique du globe. Il y a déjà longtemps qu'on a abandonné l'hypothèse selon laquelle la Terre conserve à l'intérieur une chaleur « primitive », héritée du Soleil, et se refroidit progressivement en diminuant de volume. La découverte des *éléments radio-actifs* a modifié cette conception. Les roches qui composent la croûte terrestre contiennent des éléments radio-actifs qui dégagent constamment de la chaleur et réchauffent la Terre. Au tableau 24 (chapitre 17) on a donné la teneur des roches en éléments radio-actifs et la quantité de chaleur qu'ils irradient. En partant de ces données on peut calculer qu'un cm³ de roche du type courant fournit annuellement $15 \cdot 10^{-6}$ cal. Pour compenser les pertes de chaleur subies par 1 cm³ de la surface terrestre du fait du rayonnement dans l'espace sidéral, il suffit que ce même cm³ de roche dégage $0{,}3 \cdot 10^{-6}$ calories par an. En d'autres termes, il n'y a aucune raison de croire que le globe terrestre se refroidit, il est fort probable qu'il se réchauffe au contraire. Ces considérations sont à la base de nouvelles hypothèses formulées ces dernières années sur l'évolution de la croûte terrestre.

Ces données ont également été utilisées pour de nouveaux calculs du régime thermique et de l'état de la matière dans les parties profondes du globe, aux époques révolues et actuellement (études de A. Tikhonov et de E. Lioubimova).

Si l'on convient que la température primitive de la Terre il y a $2 \cdot 10^9$ années fut $U_0 = 0$°C, aujourd'hui elle sera déterminée par la courbe U de la fig. 293 (pour la couche allant de la surface jusqu'à 600 km de profondeur); cette variation est due à la génération radio-active ainsi qu'à la perte de chaleur par émission dans l'espace; d'après ce diagramme, la température est donc de 1 000° à 100 km de profondeur, et d'environ 1 200° à 200 km. Certes, il est peu probable que la condition initiale $U_0 = 0$ corresponde à la

réalité. La Terre existe comme planète depuis au moins $5 \cdot 10^9$ années, et à l'époque correspondant à $2 \cdot 10^9$ années elle a pu être réchauffée jusqu'à 3 000°. Si l'on tient compte de cette circonstance, la température actuelle est tout autre ; elle est représentée par la courbe U_1 de la fig. 293. Enfin, on peut examiner l'hypothèse d'un régime thermique stationnaire, c'est-à-dire qui correspond à une répartition des températures conditionnée par une génération de chaleur équivalente à la perte par émission dans l'espace. Les variations

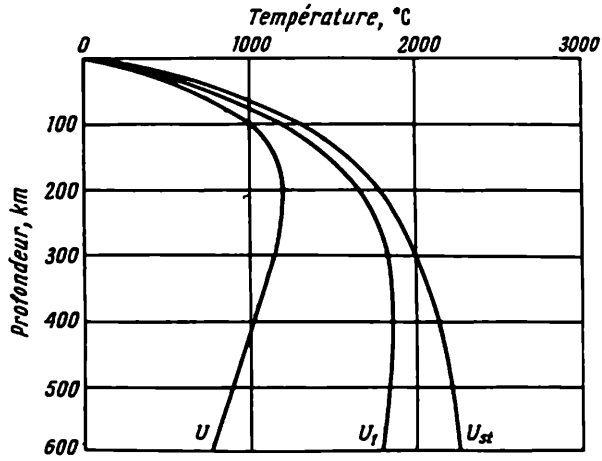


Fig. 293. Température au sein de la Terre à des profondeurs variant de 0 à 600 km, d'après diverses méthodes de calcul. U_{st} — température stationnaire

de température auront alors l'allure de la courbe U_{st} (fig. 293). Il est probable que la courbe U_1 est la plus valable ; elle correspond d'ailleurs aux chiffres du tableau 35.

Il est beaucoup plus difficile de préciser la température des parties profondes de la Terre, y compris du noyau. Sans entrer dans le détail signalons seulement qu'à 2 900 km, c'est-à-dire à la surface du noyau, la température est sans doute de l'ordre de 2 000-2 500°, et qu'elle n'est pas de beaucoup supérieure en son centre. Il se peut aussi que les parties profondes du globe continuent de se réchauffer, alors que ses couches externes sont déjà entrées dans la phase de refroidissement.

Des travaux importants dans le domaine de la géothermie ont été réalisés récemment par les savants soviétiques : A. Tikhonov, V. Khlopine, E. Lioubimova et S. Kraskovski.

Donnons en guise de conclusion le diagramme des variations de température en fonction de la profondeur emprunté à l'ouvrage de E. Lioubimova (fig. 294). Les calculs ayant permis d'établir ce

diagramme ont été effectués en supposant que l'âge de la Terre est de $4 \cdot 10^9$ années, que la teneur en éléments radio-actifs est minimale,

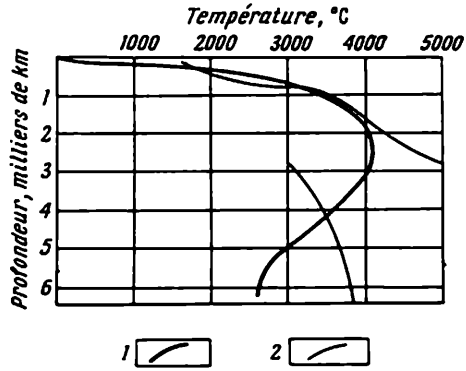


Fig. 294. Répartition actuelle de la température suivant le rayon de la Terre:
1 — température au sein de la Terre (actuelle); *2* — température de fusion des roches les plus répandues au sein de la Terre, compte tenu la pression (d'après E. Lioubimova)

que la température au moment de la formation de la Terre était maximale et que le flot de chaleur montant actuellement de l'intérieur vers l'extérieur est de $1{,}26 \cdot 10^{-6}$ cal/cm²s.

§ 5. Constitution interne du globe

Tout ce qui précède nous conduit à nous poser la question suivante: dans quel *état* se trouve la matière à l'intérieur du globe, solide, liquide ou gazeux?

L'hypothèse d'un état gazeux doit être réfutée d'emblée. Pour transformer en gaz les minéraux composant la Terre, il faut une température beaucoup plus élevée que celle définie sur la base des données susmentionnées.

Les roches peuvent cependant se trouver à l'état liquide à l'intérieur du globe. On sait par exemple que les roches acides fondent à 1 000-1 200° et les roches basiques, à 1 400-1 500°. Cela signifie qu'elles devraient fondre dès une profondeur de 100-130 km. Mais la pression élève la température de fusion. Il s'agit donc seulement d'établir qui prédomine, la température ou la pression élevées?

Examinons une fois encore les observations séismiques. Les ondes longitudinales et les ondes transversales passent sans obstacle à travers les couches externes se disposant jusqu'à la surface du noyau, comme si la matière rencontrée était partout solide. Cette constatation concorde avec les données de l'astronomie suivant les-

quelles, dans l'ensemble, la dureté de la Terre est proche (si elle n'est pas supérieure) de celle de l'acier. V. Bontchkovski a calculé que la dureté de la Terre est à peu près de $12 \cdot 10^{11}$ dynes/cm^2 (c'est-à-dire plus d'un million de millions de dynes/cm^2), ce qui correspond à une dureté 4 fois supérieure à celle du granite.

Ainsi, toutes les *enveloppes de la Terre* à l'exception de son noyau doivent être considérées comme se trouvant à l'*état solide*. On ne peut admettre l'état liquide de la matière que dans des secteurs très restreints de la croûte, sujets soit à l'activité des volcans, soit à certaines autres formes de l'activité magmatique. Il faut croire que ces secteurs correspondent aux segments de la croûte animés de mouvements orogéniques intenses et qui comportent une épaisse couche sialique à forte teneur en éléments radio-actifs assurant un réchauffement relativement plus rapide.

Comment concilier alors ces conclusions sur la dureté de la Terre et les nombreux faits témoignant de la réalité des mouvements tectoniques?

Tout le passé géologique comporte de constants mouvements de la croûte, mouvements très variés quant à la forme, l'orientation, l'amplitude, parfois très intenses, et qui sont incessants et s'observent partout. Il est impossible de comprendre les mouvements des parties supérieures de la croûte sans supposer l'activité des zones plus profondes, qui à leur tour impliquent des mouvements dans les parties encore plus profondes du substratum sous-jacent. En effet, les mouvements tectoniques affectent des masses de roches situées à des centaines de kilomètres de profondeur, ce qui est confirmé par les séismes profonds dont les foyers se trouvent à des centaines de kilomètres de la surface.

Un des traits distinctifs des mouvements tectoniques est leur vitesse extrêmement faible, de l'ordre de quelques millimètres, rarement quelques centimètres, par an. Il est vrai qu'à l'échelle des temps géologiques même les mouvements les plus lents peuvent aboutir à des effets gigantesques.

Une autre caractéristique des mouvements tectoniques est leur grande variété qui se manifeste par des différences de signe, de direction, de vitesse. C'est justement cette segmentation des mouvements, leur diversité en chaque lieu qui conditionnent la complexité extraordinaire de la structure géologique. Toute carte géologique d'une région plissée en témoigne.

Il faut donc convenir que la matière des couches externes *peut se déplacer* et que ses mouvements, très différenciés, peuvent se produire partout, bien qu'elle soit à l'état *solide*: il n'y a là aucune contradiction.

La dureté, même des corps à structure cristalline, n'exclut pas la déformation. Les cristaux, comme nous l'avons déjà vu, sont capables de se déformer sans rupture, de se ployer, de se comprimer, tout en restant à l'état solide et sans modifier ni perturber leur

nature cristalline, l'arrangement de leur réseau et même l'orientation des éléments réticulaires. C'est justement ce qui caractérise les déformations *plastiques.*

Les recherches de laboratoire, de même que les observations sur le terrain, montrent qu'il n'y a aucune limite dans ce domaine; les cristaux les plus durs, ou les plus tendres, le quartz comme les minéraux élastiques, offrent des exemples très nets de déformations plastiques. Il n'est pas inutile de répéter que de nombreux cristaux (donc les minéraux et les roches), et même peut-être tous, peuvent être considérés comme des corps plastiques, c'est-à-dire possèdent plus ou moins la propriété de se déformer plastiquement, avec une ampleur qui dépend non seulement des qualités particulières de la matière donnée mais aussi des conditions extérieures.

La température et la pression élevées sont favorables aux déformations plastiques. De nombreux cristaux, le quartz notamment, ne deviennent plastiques que dans les conditions d'une pression uniforme supérieure à leur résistance. Et c'est une pression *uniforme*, de nature presque hydrostatique et d'une intensité suffisante, qui joue le rôle primordial dépassant celui de la température.

La propension à la déformation peut également être favorisée par d'autres facteurs, par exemple par la faculté des grains minéraux isolés, dont une quantité infinie constitue la roche, de se déplacer l'un par rapport à l'autre. D'autre part, l'interaction de certaines températures et pressions élevées aide probablement à la transformation des corps cristallins en corps amorphes, rendant ainsi possible un écoulement rappelant celui des liquides, sans qu'aucune direction ne leur soit imposée.

Dans l'ensemble, on peut considérer comme un fait acquis qu'à 15-20 km et plus de la surface, les roches, tout en restant solides, deviennent plastiques et même parfois fluides.

Les mouvements tectoniques sont, comme nous l'avons vu, des mouvements très lents, des mouvements à *longue période.* Les ondes émises par les séismes, se propageant à grande vitesse à l'intérieur de la Terre et s'amortissant rapidement, sont au contraire un exemple de mouvements brusques et brefs à *courte période.* L'intérieur de la Terre réagit comme un corps solide à une action de courte période et comme un corps liquide si la période est longue. Ce fait peut être illustré par l'exemple suivant: si l'on frappe des coups de marteau sur un morceau de glace, il se fragmentera, car la glace est rigide. Mais cette rigidité ne l'empêche pas de descendre des montagnes sous forme de glacier et de s'écouler à une vitesse de 2 à 3 m par jour en un flot calme et continu qui épouse tous les accidents de la pente. Nous voyons ainsi combien nos notions de « solide » et de « liquide » sont relatives.

Il nous reste à examiner le problème du noyau. Les conditions qui y règnent sont différentes. Quelles que soient les hypothèses sur sa densité, sa température et sa pression, etc., un fait est certain:

les ondes séismiques transversales ne le traversent pas. Pour le moment nous n'avons pas d'autres explications de ce fait que celle d'une matière se comportant comme un liquide par rapport aux mouvements à périodes aussi bien longues que courtes: les liquides sont en effet les seuls à ne pas laisser passer les ondes transversales. Pourtant cette réponse, bien qu'elle ait été confirmée par des recherches spéciales effectuées dans le cadre de l'Année Géophysique Internationale, ne peut pas être considérée comme définitive. D'abord, il se peut qu'on découvre par la suite des indices du passage des ondes transversales à travers le noyau. Il faut aussi rechercher d'autres explications: les conditions au sein du noyau se différencient tellement de celles qui nous sont familières que l'allure des phénomènes mécaniques dont il est le siège peut être absolument différente et même encore inconnue.

§ 6. Composition chimique de la Terre

Parmi les roches affleurant à la surface ce sont les formations sédimentaires qui prédominent. A mesure que la profondeur augmente, les roches magmatiques deviennent rapidement de plus en plus abondantes et elles constituent à peu près 95% de la masse des terrains composant les premiers 10-15 km de la croûte terrestre. Puisqu'on connaît la composition chimique des roches on est renseigné sur la composition chimique des parties externes de la croûte. Mais en ce qui concerne les zones plus profondes, la situation est

Tableau 36

La composition chimique de la croûte terrestre (en pour cent du poids)

Eléments	D'après F. Clark, 1920	D'après A. Fersman, 1933	D'après A. Vinogradov, 1950
Oxygène	50,02	49,13	46,8
Silicium	25,80	26,00	27,3
Aluminium	7,30	7,45	8,7
Fer	4,18	4,20	5,1
Calcium	3,22	3,25	3,6
Sodium	2,36	2,40	2,6
Potassium	2,28	2,35	2,6
Magnésium	2,08	2,35	2,1
Divers	2,76	2,87	1,2
Total	100,00	100,00	100,0

moins claire. Si nos hypothèses sur la composition et la profondeur des couches constituant la croûte (granitique et basaltique) sont exactes, on peut avancer des chiffres de la composition chimique qui correspondent à l'ensemble de la *croûte terrestre* (Sial) (tableau 36).

Le pourcentage des éléments non nommés et indiqués dans le tableau sous l'appellation « divers » est inférieur à 1 %. Les chiffres obtenus par divers auteurs à des périodes différentes varient peu; visiblement, les renseignements fournis paraissent justes.

Il est beaucoup plus difficile d'établir la composition chimique du *globe dans son ensemble*. Quelles sont les considérations sur lesquelles il faut se baser pour de tels calculs?

Comme nous l'avons déjà dit, il faut partir des renseignements sur la répartition des densités à l'intérieur de la Terre qui peuvent être considérés comme suffisamment sûrs. La densité moyenne de la Terre (5,517) est calculée avec une grande précision et son augmentation en profondeur ne fait pas de doute. Rappelons que la densité du noyau est supérieure à 10. Fait curieux à signaler: la densité moyenne des autres planètes du système solaire, également calculée avec une précision suffisante, se distingue sensiblement de celle de la Terre; ainsi, elle est de 4,86 pour Vénus, de 3,96 pour Mars, de 3,80 pour Mercure, de 3,33 pour la Lune (d'après B. Lévine). Ces chiffres témoignent de la diversité de la structure des planètes et peut-être même de leur composition.

Un autre problème est celui des *météorites*, ces corps errant dans l'espace et tombant sur la Terre en très grande quantité. Chaque année la Terre reçoit des dizaines de milliers de tonnes de matière constituée par les météorites; antérieurement, aux premières époques de l'existence de la Terre, il devait y en avoir beaucoup plus. Jusqu'à ces derniers temps on considérait que les météorites, de même que les astéroïdes (petites planètes), étaient les débris d'une planète ayant éclaté dont l'orbite se situait quelque part entre la Terre et Mars. Récemment, une autre idée a été formulée qui est à la base de l'hypothèse d'Otto Schmidt: les planètes sont le résultat de condensations de météorites ou de poussières microscopiques ayant formé la nébuleuse primitive. Or, de toute évidence, il y a entre les planètes (la Terre y compris) et les météorites des rapports de parenté, et la composition des météorites ne doit pas se distinguer sensiblement de celle des planètes. L'académicien A. Fersman avait justement signalé cette particularité dès 1932: « Le rôle des météorites est capital pour la solution des problèmes géochimiques; ce n'est qu'à présent que nous commençons à comprendre toute l'importance de leur étude approfondie et réfléchie pour l'établissement non seulement de la composition de la Terre, mais aussi pour le dégagement des principes régissant les écarts dans la composition de la croûte par rapport à l'ensemble de la Terre, connaissance indispensable pour l'inventaire exact du volume global des éléments constituant la croûte terrestre qui nous est accessible .»

Aussi on saisit toute l'importance que revêt l'analyse minutieuse des météorites pour la détermination de la composition du globe terrestre.

600 météorites tombées en différents endroits à des époques diverses ont été étudiées jusqu'à présent. 50 d'entre elles sont métalliques, les autres étant pierreuses. Les météorites métalliques contiennent 91 % de fer natif, 8 % de nickel et 1 % de phosphore et de cobalt. Les météorites pierreuses par leur composition rappellent beaucoup les roches ultra-basiques du type des péridotites; elles contiennent surtout de l'olivine et des minéraux apparentés. On pourrait croire qu'il est facile, en partant de ces données, de calculer la composition chimique moyenne des météorites, mais en pratique on se heurte à certaines difficultés.

L'analyse de l'ensemble des météorites recueillies et la confrontation des résultats obtenus permettent de conclure que le fer prédomine dans la composition des météorites. Ainsi, O. Farrington a obtenu, en 1911, les chiffres suivants (en % du poids) : fer — 72,1 ; oxygène — 10,1 ; nickel — 6,5 ; silicium — 5,2 ; magnésium — 3,8 ; autres éléments — moins de 1% chacun. 38 ans plus tard, H. Brown a établi : fer — 45,7 ; oxygène — 24,6 ; silicium — 12,3 ; magnésium — 9,5 ; nickel — 3,5.

Ces calculs ne tiennent pas compte du fait qu'il n'est pas sûr que la composition chimique des météorites ramassées et analysées corresponde à leur composition primitive. En premier lieu, en tombant sur la Terre les météorites sont exposées à des actions

Tableau 37

Composition chimique moyenne des météorites (en % du poids)

Eléments	D'après A. Fersman, 1932	D'après B. Lévine et S. Kozlovskaïa, 1955
Oxygène	34,0	34,6
Fer	26,8	25,6
Silicium	17,4	17,8
Magnésium	12,8	13,9
Soufre	2,7	2,0
Nickel	1,6	1,4
Calcium	1,5	1,6
Aluminium	1,3	1,4
Divers	1,9	1,7
Total	100,0	100,0

dynamiques puissantes du fait de l'atmosphère, une partie de leur matière se consumant et se désagrégeant sans laisser de trace. Cela concerne surtout les corps pierreux et meubles. Les météorites métalliques sont plus résistantes, elles traversent l'atmosphère plus facilement et atteignent la surface de la Terre. De plus, les météorites métalliques, dont la composition et l'aspect extérieur se distinguent sensiblement des roches de la croûte terrestre, sont plus facilement découvertes que les météorites pierreuses qui ressemblent beaucoup aux roches communes. Si l'on introduit dans les calculs des corrections découlant de ces remarques, la composition moyenne des météorites se modifie. Les collaborateurs de l'Institut de la Physique de la Terre, B. Lévine et S. Kozlovskaïa, ont procédé récemment (1955) à la révision de toutes les données et ont obtenu des chiffres nouveaux très proches de ceux indiqués par A. Fersman en 1932 (tableau 37).

Pour les résultats du tableau 38 caractérisant la composition de la Terre, les auteurs se sont appuyés dans leurs calculs sur l'identité de la matière de la Terre et celle des météorites, ainsi que sur les données fournies par l'analyse de ces derniers. Les divergences entre les chiffres obtenus par divers auteurs s'expliquent par les considérations déjà signalées. Nous donnons les chiffres établis par plusieurs savants (tableau 38); cette liste n'inclut évidemment pas toutes les recherches de ce genre.

Tableau 38

Composition chimique du globe terrestre (en % du poids)

Eléments	D'après P. Tchirvinski, 1919	D'après F. Clark, 1924	D'après H. Washington, 1925	D'après P. Niggli, 1928	D'après I. Zaslavski, 1931	D'après B. Lévine, 1955
Fer	67,8	67,2	39,8	36,9	38,0	25,6
Oxygène	11,3	12,8	27,7	29,3	27,4	34,6
Silicium	5,8	7,0	14,5	14,9	14,2	17,8
Magnésium	4,3	2,1	8,7	6,7	10,4	13,9
Nickel	6,2	6,0	3,2	2,9	2,8	1,4
Calcium	0,5	1,1	2,5	3,0	1,3	1,6
Soufre	0,7	1,0	0,6	0,7	3,1	2,0
Aluminium	0,4	1,9	1,8	3,0	1,0	1,4
Divers	3,0	0,9	1,2	2,6	1,8	1,7
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Indépendamment de la valeur des chiffres qui pourraient refléter par la suite beaucoup mieux la réalité, il faut souligner un fait: les météorites n'ont pas décelé d'élément minéral étranger à la Terre. L'apparentement chimique, l'*unité* chimique des corps

célestes, telle est la conclusion qui s'impose ; l'importance méthodologique de cette conclusion est capitale.

L'attention est attirée aussi par le fait suivant : les quatre premiers éléments, Fe, O, Si et Mg, constituent près des *neuf dixièmes* de la masse du globe terrestre. Les huit premiers éléments, les 98% de cette masse ; les 84 autres éléments ne correspondent qu'à 2% de la masse de la Terre.

§ 7. Problème de la nature du noyau

Quelle est la composition du *noyau* ? On pourrait croire qu'il n'est pas difficile de répondre à cette question, compte tenu des considérations et des chiffres qui viennent d'être indiqués ; pourtant, le problème s'avère beaucoup plus difficile.

Autrefois, et même de nos jours l'idée d'un noyau constitué de *fer* était très répandue. Elle se fondait sur les données relatives à la densité de la Terre et à la composition des météorites. En effet, D. Mendéléev écrivait dès 1877, en examinant le problème de la condensation de la sphère gazeuse incandescente que constituait la Terre selon les conceptions de Laplace : « Si l'on suppose l'existence d'une sphère identique à celle de la Terre et constituée à l'intérieur essentiellement de fer dont la densité est supérieure à 7, sa surface étant composée de matières d'une densité inférieure à 3 (ce qui correspond réellement à la surface terrestre) et si l'on admet ensuite qu'une partie de ces matières superficielles est mélangée au noyau, la densité de celui-ci devra s'établir entre 3 et 7, c'est-à-dire être proche de 5. C'est justement la densité du globe terrestre .» Ensuite, Mendéléev signalait que les météorites et la Terre étaient des éléments d'un même système solaire, et que visiblement ils avaient une même origine et une composition identique. Comme « bien des météorites mais non pas leur majorité présentent du fer», elles « témoignent en faveur de l'hypothèse d'un noyau composé surtout de fer ».

A l'opposé, l'académicien V. Vernadski se prononça contre l'idée d'un noyau de fer ou de ferro-nickel. Il écrivit dès 1904 : « Les roches des météorites n'ont presque rien de commun avec celles qui contiennent du fer et du nickel dans les conditions terrestres. La nature même du ferro-nickel météoritique est toute autre que celle des minéraux terrestres... L'origine planétaire des météorites n'est pas prouvée, et l'arrangement en chondres [1] qui leur est particulier témoigne de conditions nettement différentes de celles qui devraient exister selon les prévisions durant la solidification des magmas dans les profondeurs de la Terre. Etant une des nombreuses conséquences de l'hypothèse de Kant — Laplace, cette spéculation théorique doit être écartée après l'observation précise des faits .»

[1] Les chondres sont des inclusions en forme de gouttes dans les météorites pierreuses dont la constitution est la même que celle de la météorite.

Que penser alors de l'hypothèse d'un noyau de fer ? Il faut dire que les objections y sont très nombreuses.

Le problème de la *densité* d'abord. Dès 1939, V. Lodotchnikov (Institut des mines de Léningrad), spécialiste en pétrographie, formula une idée intéressante : la densité de la matière terrestre augmente en profondeur sous l'action du poids des couches sus-jacentes qui exercent une pression s'élevant à des centaines de milliers et des millions d'atmosphères, et la modification de la composition de la matière ne joue donc aucun rôle dans le changement de la densité.

En effet, du point de vue physique, l'hypothèse de la modification de la densité sous l'effet de la pression, c'est-à-dire du passage d'un état à un autre, ne trouve pas d'objections de principe. Les silicates et les oxydes qui composent la Terre sont constitués d'ions positifs de silice, de magnésium et de fer et d'ions négatifs d'oxygène. Les rayons ioniques des premiers sont de 0,8 Å, ceux d'oxygène de 1,3 Å. Lorsque le réseau cristallin se comprime, c'est-à-dire lorsque la pression s'élève, les atomes d'oxygène sont les premiers à subir un réarrangement, leur enveloppe électronique extérieure est détruite, or c'est justement ce processus qui réduit au maximum le volume global ; il est donc le plus « avantageux » énergétiquement. Durant le rapprochement des particules, l'énergie des forces de répulsion s'accroît beaucoup moins vite pour les métaux que pour les cristaux ioniques. Ainsi, c'est par un réarrangement des électrons extérieurs des ions d'oxygène que se fait la *transition de phase*, c'est-à-dire le passage de toute la combinaison à la *phase métallique*. En guise d'illustration on peut indiquer les données du passage à la phase métallique effectué par le minéral périclase (MgO) qui a lieu pour une pression de $4 \cdot 10^{12}$ dynes/cm^2 (environ 4 millions d'atm) et qui s'accompagne d'un bond de la densité de 6,0 à 12,1 g/cm^3 (V. Magnitski, B. Davydov, 1955). La pression conditionne même les modifications de la densité du fer. Des renseignements importants sous ce rapport sont fournis par les travaux de V. Ramsey, de H. Jeffreys, de P. Bridgman, de M. Volarovitch et d'autres physiciens et géophysiciens.

Le passage des cristaux ioniques à la phase métallique sous l'action d'une pression élevée est un phénomène qui doit réellement se produire à l'intérieur de la Terre. « La matière terrestre passe à la phase métallique dense pour la pression qui domine à la limite du noyau (environ 1 400 000 atm)» (B. Lévine, 1955). Les propriétés de la matière, y compris l'élasticité, doivent se modifier aussi en conséquence. Partant de ce fait, V. Lodotchnikov proposait d'expliquer le comportement des ondes séismiques au sein de la Terre par « la condensation que subissent les corps parcourus par les ondes sous l'effet de la charge des roches sus-jacentes, sans aucune modification de la composition matérielle de ces corps .»

Bien plus, cette transition de phase, ayant lieu sous la forme d'un bond dû au caractère physique du phénomène, permet d'expliquer correctement la discontinuité de premier ordre entre la couche intermédiaire (manteau) et le noyau, discontinuité caractérisée par des modifications brusques des propriétés de la matière (densité, vitesse des ondes élastiques).

Il est difficile d'expliquer la modification *par bonds* de la densité à la limite du noyau par le seul changement de composition, car un simple déplacement ou une différenciation de la matière par gravité «devrait, comme l'écrivait V. Lodotchnikov, se manifester par une modification continue de la composition et non sous la forme de bonds ». « Bien que cette modification, soulignait-il plus loin, ait un caractère continu, elle ne l'a que jusqu'à un certain point durant le passage d'une phase à une autre; quelle que soit la nature de cette transition, qu'il s'agisse du passage d'un état cristallin à un autre ou d'un état cristallin à un état amorphe, ou enfin de la transition d'une phase connue de la matière à une phase nouvelle qui nous est inconnue, toutes ces modifications ne doivent se dérouler que par bonds, d'une façon discrète, comme c'est le cas des transitions isolées ou simultanées de la matière d'une phase à une autre observées à la surface terrestre.»

Ainsi, l'hypothèse de la transition de phase peut expliquer la modification de la densité ainsi que l'existence d'une discontinuité bien nette marquant le passage au noyau. Le problème de la limite de la graine peut être résolu de la même façon.

D'autres considérations permettent également de mettre en doute l'existence d'un noyau de fer.

Les données récentes sur la composition moyenne des *météorites* (tableau 37) montrent que le fer ne constitue que 15% de la masse globale des météorites recueillies, et ne dépasse jamais 23% (calculs de P. Tchirvinski, 1949; de B. Lévine et A. Starkova, 1955). Or, si le noyau était en fer, cette fraction devrait dépasser 1/3. Ainsi, la proportion du fer dans les météorites ne confirme pas l'hypothèse d'un noyau de fer de volume et de masse connus avec certitude.

Il est également difficile d'expliquer la zonation de la Terre et la concentration du fer dans le noyau par le phénomène de *différenciation par densité*. Supposons que la quantité de fer soit suffisante; or pour s'accumuler et pénétrer au centre de la Terre le fer doit suivre une certaine voie. On ne peut alors imaginer qu'un seul processus: la différenciation de la matière par densité, c'est-à-dire le déplacement vers le bas des inclusions lourdes de fer sous l'action de la gravité, le fer se frayant un chemin à travers la masse de la matière en général pierreuse. On connaît la viscosité de l'enveloppe externe qui est de 10^{22} de poises [1]. Comme l'a montré le

[1] Poise — unité de viscosité (coefficient de frottement intérieur, g/cm/s). La viscosité η est inversement proportionnelle à la fluidité φ, c'est-à-dire que $\eta = 1 : \varphi$; la viscosité de l'eau à 20°C est de 0,01 poise.

physicien soviétique E. Lustikh (1948), pour une telle viscosité les inclusions lourdes s'enfoncent très lentement; une inclusion de fer d'un mètre de diamètre par exemple s'enfoncera à raison de 5 cm par milliard d'années, c'est-à-dire qu'elle restera pratiquement immobile. Dans ces conditions, le temps nécessaire à l'accumulation du fer dans le noyau est tellement démesuré que même l'histoire géologique n'en dispose pas.

On a dit quelquefois que les propriétés du *champ magnétique* observées à la surface de la Terre ne pouvaient être expliquées que par le ferromagnétisme du noyau de fer. Pourtant, on a établi par la suite que la température des profondeurs du globe dépassait le point de Curie, c'est-à-dire qu'elle atteignait une limite à laquelle le fer perd ses propriétés magnétiques. A. Kalachnikov, qui procéda récemment à des recherches dans ce domaine (1955), a abouti à la conclusion qu'une certaine surface isothermique divise la Terre en deux parties, l'une ferromagnétique d'une épaisseur de 30 à 50 km, l'autre paramagnétique, ne comptant pas de particules de matière aimantées. Quant au champ magnétique principal de la Terre, il doit son origine, selon cet auteur, non pas aux propriétés magnétiques du noyau mais à la circulation de charges électriques à l'intérieur du globe.

Signalons enfin que l'hypothèse d'un noyau de fer n'explique pas comment fer et nickel *n'ont pas été oxydés* par un agent aussi actif et abondant que l'oxygène (V. Magnitski). Indiquons également que la théorie de la transition de phase explique bien l'*absence de noyaux denses* à l'intérieur de Mars, de Mercure, de la Lune, la masse de ces corps célestes étant insuffisante pour que la pression interne atteigne le point « critique » nécessaire. Il n'y a que Vénus, aux dimensions et à la masse voisines de celle de la Terre, qui possède un noyau dense.

Ainsi, après la longue prédominance de l'hypothèse d'un noyau de ferro-nickel, on discute maintenant d'autres conceptions suivant lesquelles la matière du noyau n'aurait que les propriétés des métaux; ce fait autorise même de l'appeler métallique, mais il n'est pas seulement composé de fer dont la proportion ne dépasse pas celle qu'on rencontre dans le manteau (couche intermédiaire) ou la couche péridotique.

Laquelle de ces deux hypothèses doit être adoptée aujourd'hui? La composition des enveloppes se modifie-t-elle en profondeur de telle sorte qu'il ne reste rien que du fer dans le noyau, ou ne se modifie-t-elle pas, la matière des minéraux passant à une phase nouvelle sous l'action d'une pression géostatique élevée en changeant radicalement de propriétés ? On peut répondre comme l'a fait Magnitski en 1953: « ...actuellement, nous devons considérer que les deux conceptions ont le droit d'être considérées comme hypothèses de travail ». Toutefois, nous croyons qu'aujourd'hui l'ensemble des connaissances doit nous inciter à accepter plutôt la seconde.

CHAPITRE 20

Quelques principes de l'évolution de la croûte terrestre

§ 1. Structure de la croûte terrestre

Comme nous l'avons déjà signalé au chapitre précédent, les données géophysiques permettent de conclure que la *croûte terrestre* constitue bien une entité distincte formant l'enveloppe extérieure du globe mais ne s'étendant pas d'une façon continue autour de la Terre. On entend ordinairement par croûte terrestre la couche sialique, c'est-à-dire la partie de la lithosphère composée de roches acides et basiques, essentiellement de basalte et de granite. Son épaisseur varie suivant l'endroit considéré dans des limites se mesurant par des dizaines de kilomètres. Cette variation n'est pas fortuite, elle reflète certaines lois de répartition de la matière à l'intérieur de la Terre.

La couche sialique atteint un maximum d'épaisseur dans les régions de systèmes de montagnes (ou de guirlandes insulaires), à condition que de jeunes dépôts (mésozoïques et tertiaires) s'y soient accumulés en couches très épaisses. Les observations ont permis de constater une coïncidence de la répartition spatiale de plusieurs caractéristiques : grande épaisseur des dépôts mésozoïques et kaïnozoïques, dislocations du type de plissements alpins et Sial (croûte terrestre) très puissant. La couche de roches acides, celle de « granite », atteint alors 50 km, peut-être même plus, tandis que la couche de « basalte » sous-jacente s'étend en profondeur encore sur 20 ou 30 km. Ainsi, sous les plissements alpins la croûte devient épaisse, de puissantes protubérances de Sial s'observent formant des « racines » sur lesquelles reposent des assises disloquées de roches sédimentaires (Himalaya, Alpes, Cordillères, îles méridionales de l'archipel Malais, etc.). Ce sont les *zones plissées* actuelles.

L'épaisseur du Sial diminue sous les plaines du type de la Plaine russe ou des vieux plissements comme l'Oural et le Kazakhstan. Les mouvements tectoniques de style alpin ne se sont pas manifestés dans ces régions et l'épaisseur des roches sédimentaires (surtout mésozoïques et tertiaires) y est faible, la couche de granite atteignant à peine 10 km d'épaisseur. La couche de basalte est un peu plus épaisse mais en général la croûte dans son ensemble n'est à peine que de 40 km de profondeur. Fait curieux, le soubassement

sur lequel reposent les dépôts méso-kaïnozoïques non disloqués est de faible épaisseur, peut être d'âge quelconque et être marqué par des mouvements plus puissants correspondant à des plissements anciens. Ainsi, les dépôts récents de l'Oural reposent sur un soubassement intensément disloqué par des plissements hercyniens. Le soubassement plissé de la Plaine russe a été affecté par des mouvements très intenses à l'époque du plissement Carélien (Précambrien). Ces mouvements étant terminés depuis longtemps, l'érosion a nivelé les inégalités de la surface, et le relief actuel ne garde presque

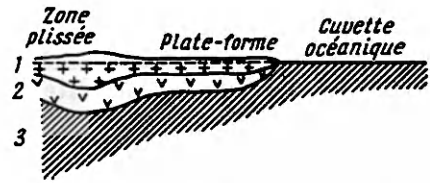


Fig. 295. Structure schématique de la partie supérieure de la lithosphère:
1 — couche de granite; *2* — couche de basalte; *3* — roches ultra-basiques du substratum

aucune trace des montagnes anciennes ni des racines sialiques. Les aires de l'écorce terrestre de ce genre s'appellent *plates-formes.*

Enfin, la couche sialique disparaît complètement *sous les océans.* Faisons cependant une réserve: les cuvettes océaniques diffèrent quant à leur structure; les parties centrales du fond de la cuvette du Pacifique ne comportent pas de Sial et les roches ultra-basiques y affleurent directement; le fond de l'Atlantique et celui de l'océan Indien gardent des traces de la couche de basalte et même parfois de celle de granite. Il est probable que la couche sialique n'existe pas au fond de l'Océan Mondial, c'est-à-dire aux profondeurs de l'ordre de 4 km qui caractérisent la plus grande partie du Pacifique et certains secteurs des autres océans.

Ainsi, la croûte terrestre est plus épaisse sous les zones plissées actuelles, son épaisseur est moyenne sous les plates-formes et elle est totalement absente sous une grande partie de l'océan (fig. 295). Ces données concordent parfaitement avec celles de la *courbe hypsographique* (voir fig. 128, chapitre 10) qui acquiert ainsi une importance nouvelle. Toute hypothèse formulant les principes fondamentaux de l'évolution de la croûte doit nécessairement tenir compte des faits se rapportant à sa zonation et à son épaisseur globale. La croûte terrestre n'est pas continue, elle disparaît dans certains secteurs et est plus épaisse dans d'autres, ces variations conditionnant les particularités de formation et de disposition des roches sédimentaires.

§ 2. Plates-formes, zones plissées et géosynclinaux

Ainsi, *les éléments structuraux fondamentaux de la croûte terrestre sont à l'heure actuelle les plates-formes, les zones plissées et les cuvettes océaniques.*

Les *plates-formes* ne subissent que des mouvements oscillatoires peu intenses, c'est-à-dire aux vitesse et amplitude faibles. Les dislocations par plissements et par failles ne s'y manifestent presque pas. Les roches sédimentaires y reposent sur un soubassement et sont peu épaisses (quelques dizaines ou centaines de mètres) ; elles ne sont ni disloquées ni métamorphisées. Leur faciès est continental, lagunaire ou marin (elles se sont alors déposées dans les mers peu profondes qui recouvraient par intermittence les plates-formes en s'étalant sur leur surface aplanie ; mers dites épicontinentales). L'activité magmatique y est très faible, il n'y a presque pas de volcans et ce n'est que dans des cas exceptionnels qu'on observe des effusions volcaniques (éruptions linéaires de laves basiques). Leur relief se distingue par sa monotonie et son uniformité. Telles sont la Plate-forme russe, la Plate-forme sibérienne, etc.

A la différence des plates-formes, les *zones plissées* sont caractérisées par des mouvements oscillatoires et des plissements très intenses. Les roches sédimentaires, y ayant subi de forts ploiements, présentent des plis, des failles, etc. Les roches ont été métamorphisées : le degré de ces modifications peut varier mais c'est justement là qu'elles atteignent un maximum d'intensité. L'activité magmatique se manifeste sous toutes ses formes, les roches intrusives et effusives de types variés abondent. Ce sont les zones dans lesquelles les volcans en activité ou récemment éteints sont particulièrement nombreux, de même que les foyers des plus forts séismes. Le relief est très accidenté. Tels sont les Alpes, le Caucase, l'Himalaya, la Cordillère des Andes, etc.

Un trait particulier aux zones plissées est la grande épaisseur de la couche de roches sédimentaires (plusieurs kilomètres) ; dans les Alpes par exemple, les dépôts mésozoïques atteignent 8 km de profondeur ; les dépôts houillers du Bassin du Donetz 7-8 km, etc. Le faciès dominant est marin.

Il est naturel de se demander comment des couches si épaisses de dépôts ont pu se former ? Nous avons déjà examiné ce problème dans le chapitre traitant des mouvements oscillatoires. L'accumulation de dépôts épais d'un même faciès exige que le fond du bassin s'affaisse à mesure qu'il se comble. Ce n'est qu'alors que les conditions de l'accumulation des dépôts sont presque invariables. Le faciès ne subit pas de modifications radicales et les couches du dépôt en se superposant forment peu à peu des assises très épaisses. C'est pourquoi il faut admettre que le secteur considéré a subi une subsidence pendant une période assez longue. Ce n'est que par la suite que le régime du mouvement s'est modifié, les soulèvements

devenant la note générale, accompagnés de dislocations et d'autres phénomènes propres à ces zones plissées. Donc, l'évolution de ces secteurs de la croûte terrestre connaît deux phases: la *première* est caractérisée par un affaissement du fond de la dépression et une sédimentation, c'est la *phase géosynclinale*; la *deuxième* correspond à la transformation du géosynclinal en zone plissée, c'est la *phase orogénique*. La première phase dure assez longtemps, quelques périodes géologiques, la seconde étant beaucoup plus brève et correspondant à la notion d'*orogenèse*.

Les *plissements* (*orogenèse*) se caractérisent donc par l'intensification de tous les processus internes: formation de plis, activité magmatique, métamorphisme, tremblements de terre, édification de systèmes de montagnes, etc. L'histoire de la Terre connaît de nombreux épisodes qui correspondent à cette notion.

Les temps antépaléozoïques ont connu plusieurs plissements. Le plissement antécambrien (chaîne huronienne) a joué un rôle important; il a consolidé de vastes secteurs de la croûte terrestre et a contribué à la formation de la Plate-forme russe et de la Plate-forme sibérienne. Puis se sont édifiées: au Silurien: la chaîne *calédonienne*; à la fin du Paléozoïque: la chaîne *hercynienne* (Varisique); au Jurassique: la chaîne *cimmérienne* ou antéalpine (Yang-Chang, Pacifique, Mésozoïque); au Crétacé: la chaîne *alpine* (himalayienne) dont l'évolution se poursuit encore.

En se manifestant au sein de tel ou tel géosynclinal, les plissements mettent fin au régime qui y domine et le géosynclinal se transforme en zone plissée, puis en plate-forme. Cette évolution du relief peut être illustrée par plusieurs exemples et représentée sous forme de *tectonogrammes* (fig. 296).

La *chaîne Salaïrski* est constituée par des sédiments du Précambrien et du Paléozoïque inférieur très épais, fortement disloqués et métamorphisés sur lesquels reposent des dépôts non dérangés d'âge plus récent. Avant les plissements calédoniens un géosynclinal occupait la région; les mouvements orogéniques du Silurien l'ont transformé en zone plissée; par la suite, quand ces mouvements tectoniques se sont apaisés, la région est passée graduellement à une plate-forme (fig. 296, *1*).

Le Paléozoïque de l'*Oural* se distingue par une grande épaisseur des accumulations qui présentent des traits propres aux géosynclinaux. La fin du Paléozoïque y a été fortement marquée par des plissements hercyniens, le géosynclinal a été remblayé, cédant la place à une puissante zone plissée avec de nombreuses intrusions de granites et de roches ultra-basiques, des couches métamorphisées, etc. Les mouvements tectoniques terminés, l'érosion attaqua les montagnes et la zone plissée qui devint une plate-forme, les sédiments ultérieurs s'accumulant dans des dépressions isolées en couches peu épaisses et non dérangées (fig. 296, *2*).

Enfin, dans le *Caucase*, le régime géosynclinal s est maintenu jusqu'à la fin du Mésozoïque et même jusqu'au Tertiaire. Puis sont apparus les plissements alpins et le géosynclinal fit place à une zone plissée actuellement dans une phase d'activité intense qui n'est pas prête de s'apaiser. Les conditions d'élaboration d'une plate-forme n'y apparaîtront pas de sitôt (fig. 296, *3*).

Ainsi le plissement, c'est-à-dire le stade des mouvements tectoniques intenses, de l'activité magnétique, du métamorphisme, etc., clôt l'évolution du secteur de la croûte appelé géosynclinal en le transformant en définitive en une plate-forme ; il correspond

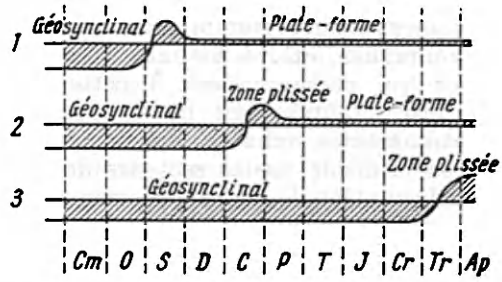


Fig. 296. Tectonogramme de la chaîne Salaïrski (*1*), de l'Oural (*2*) et du Caucase (*3*)

à la phase révolutionnaire de l'évolution de la croûte terrestre, au *saut* qui aboutit à un état nouveau, celui de la plate-forme qui se distingue du géosynclinal par des traits fondamentaux.

Un géosynclinal est donc un vaste secteur de la croûte terrestre qui s'allonge entre les plates-formes ou en bordure des continents et qui est le siège d'intenses mouvements tectoniques accompagnés d'une sédimentation continue, de phénomènes magmatiques, de métamorphisme. Ces mouvements aboutissent à la formation de plis, puis au soulèvement qui est à l'origine de chaînes de montagnes. D'après la définition laconique de D. Nalivkine, « un géosynclinal est une zone d'accumulation de sédiments qui se transforme ensuite en chaîne de montagnes ». Un géosynclinal a une structure complexe, il est constitué de plusieurs sillons allongés en forme d'auge et appelés intragéosynclinaux, séparés par des ondulations en bombements (ou intragéoanticlinaux). Ces deux éléments subissent une longue évolution et s'étendent sur des centaines de kilomètres de longueur et des dizaines de kilomètres de largeur. Ils sont fréquemment séparés par des fractures profondes et sont marqués par des changements brusques d'orientation et de vitesse des mouvements qui se traduisent par des modifications très nettes de faciès et d'épaisseur des couches accumulées.

La théorie des géosynclinaux joue un rôle capital dans la géologie moderne et de nombreux travaux y sont consacrés. De nombreux

chercheurs ont proposé de nouvelles définitions du géosynclinal; il en a résulté une certaine confusion et cette notion essentielle de la tectonique moderne n'a plus la clarté et la simplicité du début. Selon P. Evans (1926), « le terme de géosynclinal est utilisé sans discernement et trop largement pour garder sa rigueur scientifique ». D'autre part, on a proposé toute une série de classifications, par exemple la subdivision en mésosynclinaux et paragéosynclinaux de Schuchert, etc. Nous ne pouvons entrer ici dans les détails. Notons seulement qu'en U.R.S.S. la notion de géosynclinal joue un rôle

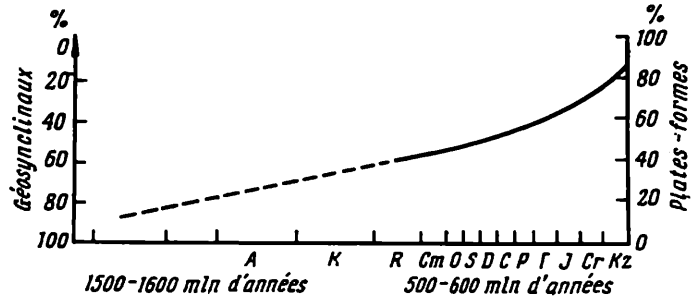


Fig. 297. Courbe de l'évolution de l'écorce terrestre (d'après N. Chatski)

important en géologie; elle est associée à l'étude de la structure de diverses régions et elle permet de mieux comprendre les principes de la formation et de la distribution des gîtes de minéraux utiles.

L'académicien N. Chatski a insisté récemment sur le phénomène de réduction progressive de la superficie des zones occupées par les géosynclinaux, celle des aires de plates-formes augmentant au contraire. En effet, au Paléozoïque, dans les limites du territoire de l'U.R.S.S. on ne comptait que deux plates-formes, la Plate-forme russe et la Plate-forme sibérienne (plates-formes de premier ordre, d'après la nomenclature de A. Mazarovitch), bordées de tous côtés par des géosynclinaux. Après la crise orogénique de l'Hercynien de nouveaux territoires s'étendant de l'Oural à l'Iénisséi passèrent à l'état de plates-formes: dépression de la Sibérie occidentale, Kazakhstan, Oural (plates-formes de deuxième ordre). Le régime géosynclinal se maintenait encore dans le Sud, dans la zone des Carpates, en Crimée, dans le Caucase, au Kopet-Dag, au Pamir et à l'extrême Est du pays. Avec les plissements alpins une nouvelle phase tectonique se déclencha et les géosynclinaux disparurent. Cette évolution de l'écorce terrestre peut être représentée sous forme de diagramme (fig. 297).

Ainsi les géosynclinaux et les plates-formes, éléments structuraux fondamentaux et étroitement associés de la croûte terrestre, ne correspondent qu'à des étapes bien déterminées de l'histoire de la Terre, aux ères Paléozoïque, Mésozoïque et Tertiaire.

Mais quel était l'élément structural déterminant l'évolution de l'écorce terrestre à l'Antécambrien surtout durant l'Archéen, et quel sera le régime qui succédera aux géosynclinaux et aux plates-formes actuels, après la disparition du dernier géosynclinal, c'est-à-dire après le Quaternaire? Il est difficile de répondre à cette question d'une façon satisfaisante. L'Archéen fut marqué par des montées puissantes et généralisées du magma ainsi que par un métamorphisme intense. Ces manifestations s'accompagnaient de plissements très particuliers caractérisés par d'énormes soulèvements en forme de dômes répartis sans ordre évident et affectés de plis secondaires

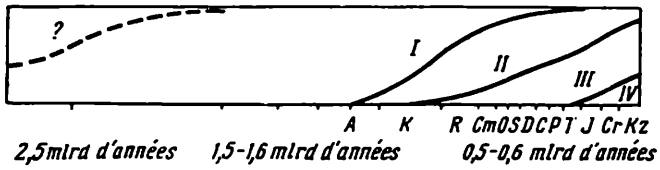


Fig. 298. Diagramme de l'évolution de l'écorce terrestre au sein du Sial (d'après N. Nikolaïev):
I — structures correspondant au stade prégéosynclinal; *II* — géosynclinaux; *III* — plates-formes; *IV* — structures correspondant au stade postérieur à celui des plates-formes — zones d'orogenèse récente (le pointillé indique les régions d'extension des structures correspondant au Sial, au stade prégéosynclinal)

à axes fortement inclinés ou même verticaux. Les plissements linéaires correspondant à des zones bien déterminées qui comportaient des axes horizontaux (essentiellement) apparurent plus tard; ils se développèrent au sein des géosynclinaux. Ainsi, pendant l'Antécambrien (l'Archéozoïque, et partiellement le Protérozoïque), la croûte terrestre présentait partout une zone mobile et sujette à l'activité magmatique, mais cette étape de l'évolution n'avait rien à voir avec la phase géosynclinale, car elle se caractérisait par maints traits qui lui étaient particuliers.

Au Quaternaire, les mouvements tectoniques se sont manifestés par endroits sous une forme nouvelle et originale. Des socles depuis longtemps consolidés et transformés en plate-forme, qu'on pouvait croire stables et incapables de se mouvoir, ont commencé à se gauchir et à former des plis à rayon de courbure énorme. En même temps ces plis furent disloqués par des failles à rejet vertical le long duquel les blocs se sont déplacés. C'est ainsi qu'apparurent, affectés de failles, les « plis de fond » du géologue suisse E. Argand, ou le style dit « germanique » de H. Stille ou bien les *montagnes-blocs* (blocs basculés) des auteurs soviétiques. Cette structure s'observe actuellement dans le Tian-Chan, l'Altaï, la région du Baïkal: ce sont des régions anciennement plissées et rajeunies par des mouvements récents.

Il faut cependant faire une réserve : les mouvements qui correspondent à la notion de montagnes-blocs ne sont pas seulement propres au Quaternaire. Ils se sont manifestés bien antérieurement, et c'est pourquoi les structures en blocs actuelles ont une histoire très longue et très complexe. Cependant, ce n'est que vers la fin du Caïnozoïque qu'ils se sont manifestés le plus explicitement. On peut donc admettre que la structure en « montagnes-blocs » marque de fait l'avènement d'une ère qualitativement nouvelle de l'activité tectonique. N. Nikolaïev a représenté cette succession de types de mouvements tectoniques par un diagramme (fig. 298).

§ 3. Sources d'énergie des mouvements tectoniques

Quelles sont donc les causes qui engendrent les mouvements tectoniques? Quelles sont les sources de leur énergie? Nous n'avons pas de réponse définitive à cette question, bien qu'elle passionne depuis longtemps les chercheurs.

L'*hypothèse de la contraction* présenta en son temps un ensemble complet de notions logiques. Elle supposait que le globe terrestre se contractait et que son volume diminuait à mesure qu'il se refroidissait graduellement. Elie de Beaumont (1852, *Notice sur les systèmes de montagnes*) exprima cette idée de la façon suivante :

« Le phénomène *lent et continu* du refroidissement de la terre occasionne une diminution progressive dans la longueur de son rayon moyen, et cette diminution détermine dans les différents points de la surface un mouvement centripète qui, en rapprochant chacun d'eux du centre, *l'abaisse* par degrés insensibles au-dessous de sa position initiale »... «Les chaînes de montagnes correspondent essentiellement aux parties de l'écorce terrestre dont l'étendue horizontale a diminué par l'effet d'un *écrasement transversal* »... «...les portions restées intactes, de part et d'autre, ont cessé d'être liées entre elles...» et «...ont formé comme les deux *mâchoires d'un étau* dans lequel la partie intermédiaire a été comprimée...»

En 1885-1909 fut publié *La Face de la Terre*, une volumineuse monographie du géologue autrichien Eduard Suess. Ce livre constituait un bilan des connaissances géologiques de l'époque ; l'exposé des faits y était fondé sur la théorie de la contraction (refroidissement du globe, réduction de son volume, affaissement irrégulier des secteurs isolés de la croûte, compression, et, en conséquence, apparition d'efforts tangentiels aboutissant à la formation de plis, à la surrection de montagnes, à des extrusions du magma jusqu'à la surface, etc.).

Pourtant, à mesure que de nouveaux faits s'accumulaient, cette théorie perdait ses arguments les uns après les autres et elle ne compte aujourd'hui que très peu de partisans. En effet, la contraction s'avère incapable d'expliquer la périodicité des mouvements tectoniques ni pourquoi les périodes relativement brèves de leur activisation (plissement) sont suivies de calmes relatifs et prolongés.

Elle n'explique pas non plus pourquoi les mouvements tectoniques n'affectent pas la Terre entière et ne se manifestent que dans les zones de géosynclinaux. Les derniers travaux de E. Lioubimova et de V. Magnitski montrent que, quoique des parties extérieures de la Terre se refroidissent, la vitesse de ce refroidissement est tellement faible (moins d'un degré par million d'années) que ce phénomène n'a presque aucun effet sur le processus engendrant les contraintes. Et ceci sans tenir compte de la présence dans la matière terrestre d'éléments radio-actifs qui modifient d'une façon radicale le déroulement des phénomènes thermiques (il se peut en fait qu'il faille envisager non pas le problème de la compression de la Terre, mais celui de sa dilatation).

Certes, le régime thermique constitue un élément de grande importance dans l'ensemble des facteurs influençant la tectonique. Une température élevée crée des conditions particulièrement favorables au déplacement de la matière à l'intérieur de la Terre. Bien plus, la répartition irrégulière de la chaleur est une source de nouvelles tensions qui sont à l'origine des mouvements de la matière au sein de la Terre. Cependant, la théorie de la contraction sous sa forme intiale doit être rejetée à la lumière des données récentes.

Quelle est la théorie qui la supplante? Pendant un certain temps on accepte l'hypothèse du tectonicien allemand A. Wegener, dite de la *dérive des continents* qui supposait que sous l'action des forces engendrées dans la croûte terrestre par la rotation de la Terre sur son axe, de légers blocs continentaux constitués de Sial se déplacent sur un substratum lourd et plastique (Sima). On admettait qu'un continent autrefois unique s'est fragmenté et que des secteurs isolés se sont déplacés à la surface de la Terre: l'Amérique du Sud et du Nord se séparant de l'Europe et de l'Afrique ont dérivé vers l'Ouest, et à l'endroit de la « cicatrice » s'est formé l'océan Atlantique; l'Australie s'est détachée de l'Afrique et s'est déplacée vers l'Est, parcourant l'espace occupé maintenant par l'océan Indien, puis a fait une rotation de 90° jusqu'à sa position actuelle, etc.

L'hypothèse de Wegener est contredite par de nombreux faits géologiques et elle n'est pas admise par la plupart des géologues soviétiques. La vérification, par des procédés astronomiques et géodésiques, des déplacements horizontaux des continents a montré que s'ils existent, ils se produisent à une échelle trop faible pour qu'ils soient enregistrés par les appareils de mesure actuels. Dans des cas isolés (Madagascar, par exemple), ces mouvements ont été décelés avec quelque certitude, mais il est trop tôt pour en tirer des conclusions.

L'intérêt de cette théorie réside dans le fait qu'elle a attiré l'attention sur l'importance, pour la tectonique, des contraintes formées à l'intérieur de la Terre, contraintes qui reflètent les propriétés de la Terre en tant que planète et membre du système solaire. La rotation de la Terre sur son axe produit une force centrifuge

qui, appliquée au centre de gravité des blocs continentaux du Sial, crée une tension dont il faut tenir compte. Ceci ne permet pas toutefois de conclure qu'il se produit un déplacement horizontal des continents, mais ces tensions constituent un des éléments d'explication qu'il ne faut pas négliger.

Il est autrement de l'*hypothèse de l'isostasie*. L'isostasie est la tendance de la croûte à l'équilibre. On suppose que les masses sialiques légères « surnagent » sur le substratum de Sima relativement lourd et se conforment aux forces régies par le principe d'Archimède, une charge excédentaire provoque l'immersion, la disparition de cette charge, l'émersion. Certains savants, surtout le géodésiste américain W. Bowie, ont tenté d'expliquer par l'isostasie les mouvements tectoniques et ont voulu y voir la cause possible de la formation des montagnes. Cette tentative d'explication n'a pas eu de succès.

Sans aucun doute, l'isostasie est un phénomène physique réel; la croûte terrestre tend à l'équilibre isostasique, phénomène confirmé par de nombreuses observations. En particulier, l'isostasie limite la hauteur des montagnes et la profondeur des cuvettes océaniques; elle est la cause des anomalies de la pesanteur, etc. Mais cela ne signifie aucunement qu'elle puisse provoquer des mouvements tectoniques. Bien au contraire, elle tend à les amortir; elle n'entre en action que lorsque l'équilibre est rompu par des forces plus puissantes et plus profondes et elle tend à le rétablir. L'isostasie joue un rôle, mais assez modeste et non décisif, dans l'évolution de la croûte terrestre.

Le géologue américain Walter Bucher, puis les géologues soviétiques M. Oussov et V. Obroutchev ont proposé avec des légères variantes l'hypothèse dite de *pulsation*. D'après ces auteurs, le globe terrestre connaît tantôt des phases d'extension, tantôt des phases de diminution de volume et de serrage. L'extension de la croûte se traduit par l'affaissement de certains de ses secteurs, le serrage, par des soulèvements, l'apparition de plissements, de chevauchements et d'intrusions acides. L'extension engendre des failles profondes et des épanchements de magmas basiques. Cette hypothèse, formulée avec force détails, n'a, semble-t-il, qu'un seul défaut mais assez important: ses auteurs n'indiquent pas quels sont les processus physiques pouvant déclencher les pulsations plus ou moins périodiques de l'écorce terrestre. L'argument des forces d'attraction et de répulsion provoquant des serrages et des extensions est du domaine des spéculations les plus abstraites. C'est pourquoi il est difficile d'admettre cette théorie, même en négligeant le fait qu'elle n'explique pas de nombreux phénomènes de la tectogenèse.

John Joly avança en 1929 une hypothèse intéressante. Il suggéra que les *phénomènes radio-actifs* étaient les facteurs fondamentaux de la tectogenèse. D'après lui, la désintégration radio-active des éléments est une source de chaleur qui se dégage peu à peu et s'accu-

mule relativement vite dans la matière sialique des continents de faible conductibilité thermique. En des dizaines de millions d'années le substratum basaltique des continents se réchauffe à un tel point que le basalte fond et que les continents s'y enfoncent. A la surface ce mouvement se traduit par la transgression marine. Puis, les blocs continentaux dérivent et le basalte se solidifie rapidement en augmentant de volume, ce qui aboutit au soulèvement des continents, à la régression marine et à la formation de plissements. Selon nous, l'auteur de cette théorie opère avec trop de désinvolture avec les éléments auxquels il recourt et la succession des événements dans l'évolution des continents et des matières radio-actives semble par trop artificiel; il est donc plutôt difficile de l'accepter.

Signalons la curieuse théorie *de l'oscillation* de E. Haarmann et R. van Bemmelen, l'hypothèse des *courants de convection sous-corticaux* de O. Ampferer, la théorie *asténolite* de B. et R. Willis, enfin l'hypothèse dite de *migration radio-active* de V. Bélooussov et surtout les nouvelles conceptions de M. Stovass et de B. Litchkov basées sur le rôle capital de la gravité dans les processus de la tectogenèse. Chacune de ces hypothèses ainsi qu'un grand nombre d'autres théories ne partent que d'un seul facteur physique plus ou moins réel auquel elles s'adressent pour expliquer la succession des principaux événements géotectoniques. Il faut rendre justice à leurs auteurs: ils ont décelé des aspects importants de la géotectogenèse et ont tenté de résoudre les problèmes très complexes de l'origine des mouvements tectoniques. Pourtant, leurs efforts n'ont pas été couronnés de succès pour le moment. On ne peut que mentionner certaines notions essentielles dont il faut tenir compte lors de l'étude de la géotectogenèse, en laissant pour un avenir que nous espérons proche l'élaboration d'une théorie satisfaisante.

Ainsi, il est déjà établi qu'à l'intérieur de la Terre la matière se caractérise jusqu'à des profondeurs de 800 à 1 000 km par une certaine mobilité. Les prémisses physiques de cette mobilité resultent de la plasticité élevée des roches soumises à l'action globale d'une température et d'une pression élevées. Quant à l'existence des tensions tectoniques et des déplacements de matière qui leur correspondent, elle est confirmée par les foyers des séismes profonds, les données sur la répartition à la surface terrestre des anomalies de la pesanteur (qu'il est impossible de comprendre sans faire appel aux déplacements horizontaux de la matière) et par bien d'autres facteurs.

Il existe de nombreux phénomènes physiques pouvant provoquer le déplacement de la matière à l'intérieur de la Terre.

On peut invoquer le régime thermique (tout particulièrement la répartition irrégulière des températures dans les parties externes du globe), les forces engendrées par la rotation de la Terre, l'action des éléments radio-actifs, la gravité, etc. Ces derniers temps on attache une importance particulière à l'énergie de gravité, à la

radio-activité (réchauffement radio-actif), et à la rotation de la Terre sur son axe (énergie rotationnelle). L'action conjuguée de ces trois forces engendre des tensions et, par suite, des déplacements de matière. En d'autres termes, il faut admettre à l'intérieur de la Terre l'existence de *courants de convection*, lents écoulements de la matière de certains secteurs vers d'autres, suivant des directions tangentielles ou radiales. Dès qu'on admet l'hypothèse de l'existence de courants de convection lents, qui affectent des segments énormes du globe jusqu'à des centaines de kilomètres de profondeur, il devient plus facile de trouver une solution au problème de la nature des mouvements affectant la croûte terrestre. Les courants de convection, en atteignant les couches extérieures, entraînent inévitablement dans leur mouvement l'enveloppe sialique qui est animée de mouvements verticaux (épéirogéniques) et horizontaux (dislocations par plissements). Certes, la croûte terrestre possède ses propres sources d'énergie, l'isostasie par exemple, mais le rôle principal dans l'évolution des phénomènes tectoniques revient aux forces engendrées au sein de l'enveloppe péridotique tout entière.

Ces mouvements sont associés de la façon la plus étroite aux processus de formation et de différenciation du magma. La division du magma en roches de composition acide et basique s'effectue non seulement par l'action des forces physiques, mais également de celle des forces chimiques, et aboutit à la zonation de la croûte terrestre. D'autre part, cette division est également liée, d'après nous, à la formation de la croûte terrestre elle-même. C'est dans la différenciation du magma et les courants de convection que nous trouverons sans doute l'explication de la présence de racines sialiques sous les zones plissées actuelles et de leur absence sous les océans, résolvant ainsi le problème de l'origine des cuvettes océaniques.

C'est sciemment que nous ne donnons pas de chiffres et que nous n'effectuons pas de calculs malaisés à réaliser et encore très peu sûrs. La genèse des mouvements tectoniques constitue le problème le plus ardu non seulement de la géologie, mais des sciences naturelles dans leur ensemble ; il est encore loin d'être résolu. On ne connaît pas avec certitude les sources de l'énergie tectonique, et l'on en trouvera peut-être de nouvelles.

Cependant, on voit se préciser certaines idées. Dans l'avenir l'hypothèse géotectonique devra tenir compte de toute la diversité des phénomènes physiques et chimiques se déroulant à l'intérieur de la Terre, en examiner toutes les interactions ainsi que la succession des événements historiques, suivre leur évolution en décelant l'orientation fondamentale du processus, bref se soumettre à toutes les exigences d'une recherche scientifique poursuivie suivant la méthode dialectique marxiste. Ce n'est que dans cette voie que le succès est possible.

Index des noms

Adams L. 548
Afanassiev G. 321
Agassiz L. 202
Albert F. 20
Alékine O. 166
Ampferer O. 572
Andréev S. 461
Androussov N. 373
Anoufriev G. 329
Antsyférov M. 465
Archimède 571
Argand E. 568
Arkhanguelski A. 266
Arrhenius S. 226
Aufrère 87

Baranov I. 244, 246
Barth T. 531
Bauer 538
Baumhauer 353
Beaumond E., de 569
Bélov N. 254, 303
Béloussov V. 378, 422, 423, 572
Bemmelen R., van 572
Berg L. 81
Bertrand M. A. 391
Bessel F. W. 14
Bezroukov P. 290, 304
Bogdanov A. 376
Bogoslovski B. 312, 313, 316, 318, 324
Bontchkovski V. 446, 464, 466, 552
Bonucci C. 408
Botch S. 241, 247
Bouchinski G. 331
Bouné V. 447
Boutov P. 370
Bowen N. L. 507, 509
Bowie W. 571
Bridgman P. W. 559
Brogniart A. 20
Brooks C. E. P. 227
Brown H. 556
Brückner A. 391, 392
Brückner E. 218
Buch L. 411
Bucher W. 571
Bullen K. E. 545
Buss E. 446

Cancani A. 438, 439
Chantser E. 128, 337
Chatski N. 373, 378, 379, 567
Chézy A., de 119
Choultz S. 378, 429
Choumski P. 233
Chtchoukine I. 102
Chvétsov M. 143, 299, 339, 340
Chvétsov P. 245
Clark F. 554, 557
Cloos H. 401, 402
Conybeare W. D. 20
Curie 561

Daly R. A. 502
Danchine B. 416
Darwin Ch. 294
Davydov B. 559
Desnoyers J. 20
Doktourovski V. 327
Dokoutchaïev V. 70, 72, 111
Doubianski V. 96
Dubois 225
Dzens-Litovski A. 274, 324

Egorov N. 230
Elaguina E. 473
Ermolaïev 233
Ese V. 372

Eskola P. 530
Evans P. 567

Farrington O. 556
Fédorovitch B. 80, 86, 87, 91, 92, 95, 98
Fersman A. 511, 540, 549, 554—557
Flint R. F. 221
Fontana C. 478
Forel F. A. 438
Frederix G. 391

Galitski V. 391, 392
Galkine E. 330
Gambourtsev G. 437, 465
Gastaldi G. 438
Goldschmidt W. 540
Golitsyne B. 437, 543
Gorchkov G. 497
Goretski G. 221
Goubine I. 391, 459
Goubkine I. 309
Goubkine N. 236
Goulnéva N. 230
Gressly A. 335
Gritchouk M. 218
Gromov V. 220
Grubenmann U. 529
Gruchet P. 519
Guérassimov I. 218, 228
Guilev S. 330
Guinzbourg I. 66
Gutenberg B. 438, 441, 447, 448, 540, 543, 549
Gzovski M. 392

Haarmann E. 572
Hudiwara T. 466
Halloy O. d' 20
Haug E. 131
Hayford J. F. 14
Helmersen G. von 20
Helmert F. 536
Holmes A. 33, 34, 85, 124, 176
Hooke R. 350
Humphreys W.J. 227

Iakovlev S. 219
Ianchine A. 378
Imbò G. 481
Ivanov A. 16
Ivanov A. 305
Ivanov S. 330
Izotov A. 15

Jeffreys H. 549, 559
Jivago A. 253
Joly J. 571
Jongolovitch I. 16

Köppen W. 226
Koridaline E. 537
Korjouïev S. 104
Koroviakov I. 403
Kossyguine Y. 374
Kostenko N. 135, 138, 151, 154, 161, 503
Kostytchev P. 70, 111
Kouchev S. 244
Koudéline B. 118, 119
Koudriavtsev V. 230, 240
Koulikovski G. 174
Kourdioukov K. 427
Koutchine M. 322
Kalachnikov A. 465, 561
Kalesnik S. 46, 102, 189, 190, 196, 199
Kalouguine P. 393
Kamenski G. 155
Kant I. 545
Karpinski A. 417, 418, 424, 425
Katassonov 233
Katchourine S. 239, 241, 244
Katz N. 331
Kéilis-Borok V. 449
Khaïne V. 376
Kharine D. 437
Khlopine V. 32, 550
Kind N. 473
Kirnos D. 437
Klénova M. 140, 292, 297
Klounnikov S. 502
Kouznétsov E. 501, 502, 510, 518, 528, 531
Kovaïkina I. 543
Kozlovskaïa S. 556
Krachéninnikov G. 328
Krachéninnikov S. 495, 497
Kraskovski S. 548, 550
Krassovski F. 14, 15
Kropotkine P. 217
Krouber A. 173

Lamarck J.-B., de 34
Langue O. 312
Lapina N. 254, 303
Laplace P. S. 545, 558
Lavrova M. 412
La Vega 408
Lébédev A. 152, 154, 155
Legendre A. M. 545
Leuchs 385
Lévine B. 555—557, 559, 560

Lévinson-Lessing F. 507, 524, 525
Lévitskaïa A. 445, 453
Liapounov A. 12
Linck G. 540
Linden N. 452
Lissitsyne A. 290
Litchkov B. 549, 572
Lioubimova E. 549, 550, 570
Lodotchnikov V. 507, 559, 560
Lomonossov M. 332
Lüders 355
Lustikh E. 561
Lvov A. 246
Lyell Ch.J. 20, 216, 408, 411

Magnitski V. 12, 499, 513, 543, 546, 548, 559, 561, 570
Makarenko F. 156
Makarov S. 323
Makkavéev 121
Markov K. 218—220, 223, 228
Massarski S. 446
Maximovitch G. 176, 317
Mayer E. 407
Mazarovitch A. 567
Médvédev S. 438, 440
Mélik-Gaïkazian I. 543
Mendéléev D. 558
Méniaïlov A. 495, 497
Mercalli G. 438
Milankévič M. 226
Mirochnitchenko V. 392
Mirtchink G. 218
Mohorovičić S. 540
Molodenski M. 545
Monakhov F. 462
Moskvitine A. 219—223
Mouchkétov I. 102, 436
Murchison R. I. 20
Murray J. 30

Naboko S. 497
Nadai A. 355
Nalivkine D. 336, 566
Néichtadt M. 329
Newton I. 11, 12, 14
Niggli P. 557
Nikiforov P. 437
Nikiforova K. 221
Nikchitch I. 388
Nikolaïev N. 428—430, 457, 568, 569
Nichipoura E. 466
Nölke 226

Obroutchev V. 52, 80, 87, 96, 425, 571
Orlov A. 436, 462, 466
Oudintsev G. 254
Oussov M. 378, 571
Oustinova T. 490
Ovtchinnikov A. 156

Pariiski N. 16, 17
Pavlinov V. 503
Pavlov A. 108, 111, 122, 181, 221
Péivé A. 378, 390, 461
Penck A. 218
Perfiliev B. 324
Pervoukhine M. 313
Pétroussévitch M. 388
Phillips W. 20
Piavtchenko K. 243
Piip B. 488, 494, 497
Pline le Jeune 477
Polynov B. 63, 64, 66, 69
Popkov V. 497
Popov A. 232, 243
Popov V. 378
Potapov P. 473
Pouchkine A. 46
Prandt 355
Protodiakonov M. 354
Ptolémée 33

Radau R. 545
Ramsey W. 559
Ratner V. 404, 405
Rayleigh J. W. 451
Rémézov S. 412
Richter C. F. 438, 441, 447, 448, 543
Rinne 355
Ronov A. 422, 423
Rosenbuch H. 527
Rossi M. S. de 438
Roukhine L. 319, 331, 337, 341
Rozova E. 437, 446, 540

Samoïlov N. 139, 140, 144
Sapojnikov D. 324-325
Sassa K. 466
Savarenski E. 452, 543
Schmidt O. 555
Schuchert Ch. 567
Sedgwick A. 20
Sédov V. 245
Sesostris III 33
Sieberg A. 438, 540
Silnitski A. 495
Simpson G. 226
Smirnov V. 407
Smolianinov N. 7
Sobolev S. 111
Soukatchev V. 330

Soumguine M. 230, 243
Starik I. 32, 34
Starkova A. 560
Steers J. A. 295
Stille H. 378, 380, 568
Stovass M. 572
Strakhov N. 126, 257, 266, 290, 292, 306, 307, 310, 311, 320, 322
Suess E. 156, 569
Svétozarov I. 236

Tacite 477
Tcherniavkina M. 460
Tchirikhine 233
Tchirvinski P. 557, 560
Tétiaïev M. 391
Tikhonov A. 465, 549, 550
Tiourémnov S. 328
Tolstikhine N. 234, 236, 237, 244—246
Torell O. M. 217
Toropine S. 16
Toumel V. 230
Treskov A. 543
Tskhakaïa A. 446

Valiachko M. 324
Varentsov M. 297
Vélikanov 129
Vernadski V. 63, 65, 166, 262, 558
Vichniakov S. 343
Vilenski D. 78
Vinogradov A. 64, 554
Vlassov K. 510
Vlodavetz V. 490, 492, 497, 498
Volarovitch M. 559
Vvédenskaïa A. 460, 461
Vvédenskaïa N. 447, 454

Wadati K. 543
Walcott Ch. D. 30
Washington H. S. 540, 557
Wegener A. 570
Wiechert E. 540
Willis B. 393, 572
Willis R. 572
Wilson D. 458
Wolff F. von 548

Young Th. 350

Zakharov A. 73
Zakharov S. 373
Zaslavski I. 557
Zavaritski A. 497, 507
Zenkovitch V. 268, 272, 274, 275, 282, 283, 287
Zinovkine A. 403

1/4 37—927

Index des matières

Abaissement du niveau de base (v. mouvement de subsidence)
Abaissements récents 415
Abrasion 318
Abrasion marine 272
Accumulation 79, 108, 126, 206
Accumulation (des glaciers) 206
Accumulation éolienne 85, 102
Accumulations de forme pyramidale 91
Acides humiques 65
Action cryergique (v. gélivation)
Action géologique des eaux courantes 108
Action géologique des eaux souterraines 150
Action géologique des glaciers 188
Action géologique de la mer 251
Action géologique des lacs 312
Action géologique du vent 79
Actions chimiques (v. altération chimique)
Actualisme (principe d') 37
Aération (zone) 159
Age (chronologie géologique) 20
Age absolu (chronologie absolue) 34
Age géologique absolu 32
Age de la Terre 18, 34
Age du Soleil 34
Agglomérat (brèches volcaniques) 489
Agnathes (cyclostomes) 26
Aire d'alimentation (v. bassin-versant)
Alcalinité des eaux souterraines 166
Aleurolite (dépôts aleurotiques-farines) 291, 340
Algonkien (v. Protérozoïque)
Algues 28 151
Algues calcaires 299
Algues de Diatomées 301, 321
Alizé 45
Allitisation (phase d') 67
Allochtone 391
Alluvions (dépôts alluviaux) 126, 133
Alluvions de débordement (dépôts de débordement) 133
Alluvions des nappes d'eau dormantes (dépôts de nappes d'eau dormantes) 135
Alluvions du chenal d'écoulement (dépôts du courant fluvial) 133
Altération (sur place) 9, 35, 49
Altération chimique 57
Altération hydrothermale 526
Altération pneumatolytique 526
Altération superficielle (v. altération sur place)
Alvéole de déflation 80
Ammonite 26, 28
Ammonoïdes 26
Amphibies (Amphibiens) 26
Amygdaloïde (texture) 516
Andésites 522
Angiospermes 28
Anisotropie 51
Anomalie de la pesanteur 537
Antéclise 368
Anticlinal (pli anticlinal) 363
Anticlinorium 368
Anthracite 345
Anthropogène (Quaternaire) 20, 21, 216
Anthropogène (système) 20, 21
Anticyclone 46, 105
Apophyses 503
Arbres penchants 183
Archæocyathus 26
Archéen (v. Archéozoïque)
Archéozoïque (ère) 20, 34
Archéozoïque (série de sédiments) 20
Argile rouge des fonds océaniques 302
Argiles 341
Argiles feuilletées (v. argiles rubanées)
Argiles résiduelles 341
Argiles rubanées (à varves) 30
Argon 7, 33
Aspect schisteux (texture) 530
Assèchement périodique des lacs 172
Assimilation (digestion) 501
Asténolite (théorie) 572
Atmosphère 7, 41

Atoll 294
Atterrissement de bordure 128, 130
Attraction (gravitation) 11
Auge (v. vallée glaciaire)
Auréole de contact 525
Autochtone 391
Autoprécipitation 322
Avancée du glacier (v. extension du glacier)
Avens (v. dépressions fermées)
Axe équatorial 13
Axe (ligne d'intersection du plan axial avec un plan horizontal) 360
Axe de rotation du sphéroïde 13
Axe polaire 13, 14
Azote 7, 33

Baïdjerakhs (petites collines) 240
Banc 375
Bandaïsanais (ultra-vulcanien) 475
Banquette (v. surface d'arrachement)
Barkhane 87
Barkhanes 87
Barrancos 472
Barre 287
Barysphère (manteau) 540
Basalte 522
Bassin artésien 162, 163
Bassin de subsidence 239
Bassin de réception 114
Bassin houiller limnique 333
Bassin houiller paralique 333
Bassins rocheux (excavations) 203, 205
Bassin-versant (aire d'alimentation) 145
Batholite 500, 515
Bauxite 61
Beidelite ferrugineuse 62
Bélemnites 26
Benthos 267
Bérézinien (expansion glaciaire) 219, 220
Bifurcation (difluence) 140
Bilan hydraulique des eaux souterraines (ou bilan des eaux souterraines) 164, 165
Biosphère 7, 63
Blastoïdes 26
Blocs-basculés (v. montagnes-blocs)
Blocs erratiques 216
Blocs striés 202, 216
Boghead 345
Bombe volcanique 488
Bombement épéirogénique (mouvement d'ensemble) 368
Boucle (méandre) 130, 131
Bouclier Baltique 224
Boue à Diatomées 301, 321
Boue à Foraminifères 299
Boue à Glauconie 299
Boue à Globigérines 300
Boue à Ptéropodes 300, 304
Boue à Radiolaires 302
Boue bleue 298
Boue calcaire 299
Boue rouge 298
Boue terrigène 298
Boue verte (sable) 298
Bougry-mogilniki (v. tertres)
Boursouflures de poussées de gel 243
Boussole de mine 361
Brachiopodes 24, 28
Brèche 340
Brèche de friction 396, 397
Brise 45
Brises de vallée et de montagne 45
Bryozoaires 26
Butte de tourbe 243
Bysmalite (tampon plutonique) 501

Caïnozoïque (ère) 20
Caïnozoïque (série, groupe) 20
Calcaire 342
Calcaires dolomitiques 342
Caldeira 471
Cambrien (période) 26
Cambrien (système) 20
Canal d'écoulement 114
Cannel 345
Cañon 126
Capture (de la rivière) 149
Carbonatisation 527
Carbone 33
Carbonifère (période) 23
Carte paléogéographique 423
Catazone (métamorphisme) 529
Causes du magmatisme 512
Causes de l'activité séismique 462
Caustobiolithes (Caustolites) 344
Cavernes 174
Cendre volcanique 489
Céphalopodes (mollusques) 26
Cératites 26
Chaîne alpine (plissements, mouvements alpins) 565
Chaîne calédonienne (plissements) 565
Chaîne cimmérienne (antéalpine) 565
Chaîne (plissements) de Yang-Chang 565
Chaîne hercynienne (Varisique) 565
Chaîne himalayenne (v. chaîne alpine) 565
Chaîne (plissements) mésozoïque 565
Chaîne (plissements) Pacifique 565
Chaînes de barkhanes transversales (v. cordons)

Champs de tertres (mari) 244
Chaos de blocs 53
Chapeau de fer 58
Charbon de terre (houille) 332, 333, 345
Charnière (du pli) 360
Charriage 391
Chetetides 26
Chevauchement 389
Chézy (formule) 119
Chloritisation 527
Chloritoschiste 532
Chonolite 503
Chronologie géologique (tableau) 20
Chronologie géologique absolue 29
Chronologie géologique relative 18
Cimentation (des dépôts) 308
Cirque de glissement 181
Cirque glaciaire (de petite dimension) 203
Cisaillement 357
Climat 48
Clivage 399
Clivage de flux 399
Clivage de fracture 399
Clyménies 26
Coagulation 72, 140
Coccolithes 299
Coefficient de dilatation 51
Coefficient de perméabilité 158
Cœlentérés 26
Coins de gel 233
Collecteurs de pétrole 310
Colloïdes 142, 299
Colluvion 53
Colonne stratigraphique 21
Composition chimique de la Terre 554
Compression 357
Concentration des ions hydrogène 60
Concrétion (nodule) 309, 344
Concrétion siliceuse (rognon de silex) 343
Conditions géologiques de la production des séismes 457
Cône de déjection 115
Conglomérat 340
Conifères 28
Constante de l'attraction terrestre 12
Constitution interne du globe 9
Construction aséismique 467
Contact dérangé 377
Contraction (v. hypothèse de contraction)
Contre-alizé 45
Coordonnées géodésiques 13
Coraux 293, 294
Cordaïtes 28
Cordons (chaînes de barkhanes transversales) 88, 89
Cordons longitudinaux de barkhanes 91
Corps d'éboulement (v. loupe de glissement)
Corrasion 79, 99
Corrosion 175
Corrosion et corrasion de sous-écoulement 183
Côte accore (abrupte) 272
Côte à baies 281
Côte à lagunes 287
Côte alluviale (v. plaine deltaïque)
Côte plate 277
Côte d'abrasion 277
Côte d'accumulation 277
Côtes des mers 277
Côte de submersion (ingression) 281
Couche 357
Couche active (mollisol) 229, 235
Couches de base (de sels) 324
Couche de Golitsyne 543
Couche oxygénique 59
Coulée (volc.) 488
Coulée de boue 187
Coulée de pierres (Kouroum) 242
Coulée ou langue glaciaire 192
Coups de toit 351
Courant de convection 572
Courant de flot 270
Courant de jusant 270
Courant laminaire (v. mouvement laminaire des liquides)
Courant marin 271
Courant turbulent (v. mouvement turbulent des liquides)
Courbe hypsographique 259, 563
Courbe paléogeographique 417
Cours d'eau irrégulier (v. torrent)
Cours d'eau sous-glaciaires 213
Craie 342
Cratère 471
Cratère ou cheminées d'explosion 473
Creeping (reptation, oplyvni) 179
Crétacé (période) 22
Crétacé (système) 20, 22, 23
Crêtes de glissement 181
Crêtes réticulées 95
Creusement (érosion) 101
Crevasse marginale 201
Crevasse marginale (rimaye) 204
Crevasses de la zone superficielle des glaciers 200
Crinoïdes (Lys de mer) 26
Cristallographie 8
Croûte terrestre (v. écorce terrestre)
Crues (ordinaires) 117
Cryolithozone (v. zone gelée de la lithosphère)
Cryologie 9

Cryptocristalline (v. structure microcristalline)
Cryopédologie (v. géocryologie)
Cuirasse latéritique 67
Cuvettes d'érosion fluviale 314
Cuvettes d'érosion et de dépôts glaciaires 314
Cuvettes d'origine volcanique 314
Cuvettes océaniques 358, 564
Cuvettes tectoniques 313
Cyclone 45, 46
Cyclostomes (v. Aguates)
Cystoïdes 24

Décharge 158
Décomposition (division) en boules 56
Décrochement (v. faille de décrochement)
Déflation 79, 84
Déformations ou dislocations tectoniques 360
Déformations discontinues 355
Déformations élastiques 350, 351
Déformations permanentes 350
Déformations plastiques 350, 351, 553
Degré géothermique 547
Delta 140-142
Delta fossilisé 143
Déluvion (dépôt déluvial) 109
Demi-profondeurs (v. hypoabissiques)
Demi-axes équatorial et polaire 13
Densité 12, 541, 544
Dénudation (v. érosion)
Dépôts alluviaux (v. alluvions)
Dépôts bathyaux (sédiments du talus continental) 297
Dépôts continentaux (v. Types génétiques de dépôts continentaux)
Dépôts de débordement (v. alluvions de débordement)
Dépôt déluvial (v. déluvion)
Dépôts déltaïques 140
Dépôts de nappes d'eau dormantes (v. alluvions de nappes d'eau dormantes)
Dépôts des cours d'eau (v. alluvions) 133, 135
Dépôts du chenal d'écoulement, du courant fluvial (v. alluvions du chenal d'écoulement)
Dépôts fluvio-glaciaires (produits d'accumulations des eaux de fonte et des torrents glaciaires) 213
Dépôts glaciaires 30, 206
Dépôts lacustres 320, 321
Dépôts torrentiels 112, 337
Dépressions alignées dans des champs de dunes 95
Dépressions fermées provenant d'un effondrement 171
Dépressions fermées (dólines, avens) 170
Désagrégation physique (processus mécaniques) 49
Désagrégation thermique 50
Désert argileux 107
Désert à sols gypso-magnésiens 107
Désert (de sable) 84
Désert rocheux 107
Desquamation 50
Dévonien (période) 20
Dévonien (système) 20, 26
Diabases (v. dolorites)
Diagenèse 306
Diagramme « effort-déformation » 350
Dialectique 37
Diastrophisme (v. orogenèse)
Déflation 79, 80
Diatomées (v. algues de Diatomées)
Diatomite 343
Diatrème (v. pipe)
Digue naturelle 131
Différenciation 507
Différenciation par cristallisation 508, 509
Différenciation par densité 560
Différenciation magmatique 508
Diffluence (v. bifurcation)
Diffusion 307
Digestion (v. assimilation)
Dinosauriens 27
Diorite 521
Diplodocus 27
Direction (v. ligne de direction)
Discontinuité (surface de Mohorovičić) 541
Discontinuité (surface de premier ordre) 540
Discontinuité (surface de deuxième ordre) 542
Discordance angulaire 376
Discordance cachée 377
Discordance plate 377
Dislocations glaciaires 225
Dislocations par cassures 360
Dislocations par plissements (plicatives) 357, 360
Dissociation 60
Division (décomposition, désagrégation) 56, 401
Division (des plis) en rameaux 367
Dóline (v. dépressions fermées)
Dolomie 342
Dolomitisation 343
Dolorites (diabases) 522
Dôme 367
Dôme de glace d'origine fluviale 245

Dôme de glace dû aux eaux souterraines 245
Données lithologiques 29
Dorsale atlantique 253
Drumlin 212
Dunes d'obstacles 96
Dunes littorales 86, 102
Dunes (intérieures) 86, 104
Dunes en pyramides (v. accumulations de forme pyramidale)
Dunes longitudinales 91
Dunes paraboliques (ou arquées) 103, 104
Dunite 523, 531
Dureté de l'eau 166
Dyke 503
Dynamométamorphisme 525, 527
Dynamométamorphisme cataclastique 528

Eau artésienne (nappe captive sous pression) 161
Eau capillaire 152
Eau captive sous pression 161
Eau de condensation 153
Eau douce 166
Eau gravifique (ou libre) 153
Eau hygroscopique 152
Eau d'infiltration 153
Eau pelliculaire 152
Eau radio-active 167
Eau salée 166
Eaux bicarbonatées 167
Eaux captives non artésiennes (nappe captive non artésienne) 160
Eaux de fond 157
Eaux de fractures 152
Eaux de porosité 152
Eaux épigéniques 155
Eaux «fossiles» 155
Eaux intercalaires du sous-sol gelé 236
Eaux juvéniles 153, 155
Eaux de cavernes 152
Eaux karstiques 176
Eaux minérales 167
Eaux de la couche superficielle 234
Eaux profondes 237
Eaux relictes 155
Eaux sous-glaciaires 213
Eaux sulfureuses 167, 168
Eaux syngénétiques 155
Eboulements 180
Eboulis 53
Echelle des temps géologiques 19
Echelle stratigraphique générale (internationale) 21
Echelle stratigraphique locale 21
Eclogite 540
Ecorce terrestre (croûte terrestre) 35
Eléments de la couche 361
Eléments du pli 360
Eléments du sphéroïde terrestre 13
Ellipsoïde de révolution 12, 13
Eluvions (sols éluviaux) 335, 337
Empilement en oreillers 54, 55
Encoche de sapement 273, 274
Energie des tremblements de terre 441, 443
Enflements (des couches) 371
Engouffrement périodique des rivières (exsurgences et résurgences) 172
Entonnoires de tassement 178
Entonnoir karstique 170, 171
Entonnoires (dépressions karstiques et thermokarstiques) 171, 239
Entrecroisement des terrasses 136
Enveloppe (ou couche) intermédiaire 542
Enveloppe péridotique 540
Epaisseur d'une série sédimentaire 30
Epicentre 432
Epizone (métamorph.) 529
Eponges 26
Epoque (chronologie géologique) 20
Equateur 13
Equilibre hydrostatique 12
Equisétale 28
Ere (chronologie géologique) 20
Erosion (dénudation) 31, 53, 121
Erosion latérale 121
Erosion régressive 114, 122
Erosion remontante 114, 122
Erosion verticale 121
Eruptions linéaires ou fissurales 476
Escarpement (de terrasse) 136
Escarpement de faille 396
Estuaire 139, 145
Etage (stratigraph.) 20
Etat (d'agrégation) 35
Etiage 117
Etmolite 503
Etude de la séismicité régionale 466
Etude des minéraux utiles 10
Eutectique (principe d') 510
Exsurgence (v. engouffrement périodique des rivières)
Extension ou avancée (du glacier) 200
Extinction roulante 351
Exutoires naturels des eaux souterraines (sources) 164

Faciès 9, 336
Faciès abyssal (de très grande profondeur) 336
Faciès bathyal (de grande profondeur) 336

Faciès continental 336
Faciès lagunaire 336
Faciès littoral ou côtier 336
Faciès marin 336
Faciès métamorphiques 530
Faciès néritique 336
Faille de décrochement 393
Faille de gravité (ou de tassement) 384
Faille en gradins ou escalier 384
Faille inverse ou chevauchante 385
Faille normale 382
Faille profonde 390
Falaise (abrupte) 273
Faune 19, 28
Faune et flore fossilisées 339
Fausse discordance 376
Feldspath 61
Fenêtre tectonique 391
Fente de dislocation 54
Fente de dessèchement 249
Figure d'équilibre d'une masse fluide tournant sur son axe 12
Filons-couches (sills) 506
Filon hydrothermal 506
Fissures de gel 249
Fissures de stratification 54
Flancs (du pli) 360
Flèche barrante (poulier) 284
Flèche littorale 284
Flexion 357
Flexure 365
Flore 19, 28
Foraminifères 26, 28, 299
Force centrifuge 11, 13
Force vive (puissance) du cours d'eau 121
Formation des sols 70
Formations à structure polygonale 247
Formations phosphatées 344
Formations prismatiques 54
Forme (figure) de la Terre 11
Fosses profondes 252
Fossé d'effondrement 383
Fougères 28
Frange capillaire 157
Fréquence des séismes 436
Froncements (gaufrages) 368
Front de la nappe de charriage 391
Fumerolle 485

Gabbro 522
Gaize 343
Gastéropodes 27
Gaufrages (v. froncements)
Gaz carbonique (anhydride) 7, 265
Gaz (volcanique) 489
Gaz naturel de pétrole 310
Gaz noble 7
Gélivation (action cryergique) 56
Géochimie 8
Géocryologie (cryopédologie) 230
Géode 309
Géodynamique (ou phénomènes) externe 9, 36, 39
Géodynamique interne (processus de dynamique interne) 9, 36, 347
Géoïde 15
Géologie 7
Géologie appliquée 10
Géologie dynamique 9
Géologie historique 9
Géologie technique 10
Géologie des séismes (v. conditions géologiques de la production des séismes)
Géosyclinal 565
Géothermie (théorie de la chaleur interne du globe) 548
Géyser 490
Géysérite 491
« Germanique » (style) 568
Ginkgoacées 28
Glace des cavernes 233
Glace épigénétique 232
Glace de glacier 191
Glace de veines pérennes 231
Glace morte 216
Glace servant de ciment 231
Glace syngénétique 232
Glaces de veines de fracture 231
Glaces enfouies 231
Glaces fossiles 234
Glaciation de Mindel 218
Glaciation de Riss 218
Glaciation kalinienne (Kalinien) 220
Glaciation de Würm 218
Glaciation likhvinienne (Likhvinien) 220
Glaciations quaternaires 216, 217
Glaciation Dnieprienne 31, 219, 220
Glaciation Moscovienne (Moscovien) 219, 220
Glaciation okskienne (expansion glaciaire) 219, 220
Glaciation ostachkienne (expansion glaciaire) 220
Glacier 191
Glacier continental (Inlandsis) 194, 195
Glacier de cirque 194
Glacier de transfluence 194
Glacier dendritique (ramifié) 193
Glacier de montagne (de vallée) 192
Glacier de piémont 197
Glacier de type alpin 192
Glacier du plateau (type norvégien) 197
Glacier de vallée 192
Glacier local (v. glacier de vallée)

Glacier suspendu 194
Glauconie 299
Glissement 179
Glissement détritique 180, 181
Glissement (translation) 352
Glissements étagés 187
Glissements formant un seul étage 185
Glissements superposés 186
Globigérines 300
Gneiss 533
Goletz (hautes faîtes dénudées) 242
Goniatites 26
Gradient de charge 158
Gradient géothermique 547
Grand cirque glaciaire 203, 204
Grande crue 147
Grande dépression fermée (uvalas, poljé) 172
Granite 521
Granitisation 501
Granulophyre (granite porphyroïde) 521
Grauwackes 341
Grès 341
Grotte 175
Groupe (série) 20
Gulf Stream 271
Gymnospermes 28
Gypse 59, 325, 343

Halite 325
Harpolite 501
Haute eau (période des crues) 117
Hauteur du pli 361
Hawaiien 475
Hélium 32
Hexacoralliaires 27
Holocène 219
Homme 28
Horizon d'accumulation humique 72
Horizon éluvial (de lessivage) 72
Horizon illuvial 72
Horst 384
Houille (v. charbon de terre)
Houilles paraliques (v. bassin houiller paralique)
Houilles limniques (v. bassin houiller limnique)
Humidité absolue de l'air 42
Humidité relative de l'air 42
Humification 71
Humus 71
Hydratation 59
Hydrogéologie 9, 150
Hydrolaccolithe 245
Hydrologie 9
Hydrolyse 60
Hydromicas (v. micas hydratés)
Hydrosphère 7
Hydrozoaires 26
Hypo-abyssiques (formes) 515
Hypothèse de contraction 569
Hypothèse de la dérive des continents 570
Hypothèse de la dérive 217
Hypothèse de pulsation 571

Iceberg 197
Ichthyosaures 27
Inclinaison 361
Infiltration 153
Ingression (v. submersion)
Inlandsis 194, 196
Insectes 25
Insolation 52
Interglaciaire (époque) 219, 220
Intrusion 500
Isobares 44
Isoséistes (courbes) 459
Isostasie 571
Isothermes 260
Isotopes 32, 33

Jurassique (période) 20
Jurassique (système) 20, 22, 26

Kame 215
Kaolin 60, 61, 67, 342
Kaolinite 341
Karst 168
Karst « argileux » 178
Karst de la zone tempérée humide ou couvert 178
Karst de la zone méditerranéenne ou nu 178
Kouroum (v. coulée de pierre)

Laccolites 502, 515
Lacs à autoprécipitation 329
Lacs de barrage (dus à un éboulement ou à un glissement) 315
Lacs de deltas 314
Lacs d'effondrements (karstiques) 314
Lacs d'origine volcanique (v. cuvettes d'origine volcanique)
Lacs glaciaires (v. cuvettes d'érosion et de dépôts glaciaires)
Lacs résultant d'une activité éolienne 315
Lacs natronés 322
Lacs sulfatés 323
Lacs thermokarstiques 239
Lagune 287
Lambeaux (v. terrains exotiques)

Langue glaciaire (v. coulée glaciaire)
Lapiés (rascle) 169
Lapilli 488
Largeur (du pli) 361
Latérite 67, 335
Latéritisation 62
Latitude (géograph.) 13
Lave 487
Lave de tufs agglomérés (brèche à tufs) 489
Lave en blocs 487
Lave ridée 487
Lentille de glace souterraine 245
Lessivage 168
Lèvre inférieure (mur de la faille) 381
Lèvre supérieure (toit de la faille) 381
Ligne de direction (direction) 361
Ligne des neiges orographique 190
Ligne ou limites des neiges 188, 189
Ligne de partage des eaux 146
Ligne de suture 26
Lignites 345
Liman 138, 285
Limite de fluage 354
Limnologie 9, 312
Limonite 58, 331
Liparite (v. Rhyolite)
Liquation 508
Lit de la rivière 130
Lithosphère 7
Lœss 105
Lœss éolien 337
Loi de Hooke 350
Longitude (géograph.) 13
Longueur de l'arc méridien 14
Longueur de l'arc d'un degré 15
Longueur de l'équateur 15
Lopolite 501, 515
Loupe de glissement (corps d'éboulement) 181
Lycopodinées 28
Lydienne 343
Lys de mer (v. Crinoïdes)

Maar 473
Maclage mécanique 353
Magma 487, 506
Magmatisme 9, 35, 470, 500
Magnitude des tremblements de terre 441 — 443
Malaspina (glacier) 199
Mammifères 28
Manteau (v. Barysphère)
Manteau de débris superficiel (régolite) 69
Marbre 533
Marée (courant de) 270
Mari (v. champs de tertres)
Marmites de géants 124
Marne 342
Massif d'injection (stock) 502
Matériaux pyroclastiques 304
Matières humiques 71
Méandre (boucle) 130, 131
Mécanisme du déclenchement de l'ébranlement 447
Méduse 24
Méridien 13
Méridien d'origine 13
Mers bordières 254, 257
Mers épicontinentales 258
Mers intercontinentales ou continentales 257
Merzlota (v. sol perpétuellement gelé)
Mésopléistocène (Pleistocène moyen) 219, 220
Mésozoïque (série groupière) 20, 26
Mésozone (métam.) 529
Métamorphisme 9, 524, 525
Métamorphisme hydrothermal (v. altération hydrothermale)
Métasomatose (substitution) 309, 526
Météorites 555, 560
Méthode de l'argon 33
Méthode du radiocarbone 33
Méthode du rubidium-strontium 33
Méthode de détermination de l'âge des roches par calcul de la teneur en sel 30
Méthode de l'analyse des épaisseurs 423
Méthode gravimétrique (étude de la structure terrestre) 536
Méthode paléontologique 19
Méthode séismique 429
Méthodes d'étude des mouvements récents 429
Micas 532
Micas hydratés (hydromicas) 61
Micaschiste 532
Microcristalline (structure) 516
Migration du pétrole 310
Migration des méandres 130
Millibar 44
Mindel (v. glaciation de Mindel)
Minerais alluviaux (v. placers alluviaux)
Minerai des dépôts lacustres 322
Minerai des marais 330
Minéral 7, 509
Minéralogie 8
Minéralisation de l'eau 166
Mirabilite 323, 324
Miroir de faille 396
Moderne (Holocène) 219
Module de Young 350
Mofette 485

Mollisol (v. couche active)
Mollusques bivalves 27
Monoclinale (structure) 363
Montagnes-blocs (structure) 568
Montmorillonite 62, 67, 341
Moraine 206
Moraine déposée 207
Moraine de fond (argile à blocaux) 207
Moraine de poussée 225
Moraine frontale (v. moraine terminale)
Moraine inférieure (ou de fond) 207
Moraine interne 207
Moraine (superficielle) latérale 206
Moraine (superficielle) médiane 206, 207
Moraine mouvante 206
Moraine terminale (moraine frontale) 208
Moscovien (v. glaciation Moscovienne)
Mourré 115
Mousson 45
Moutonnement confus de buttes et de cuvettes 224
Mouvements actuels 425
Mouvements alpins (v. plissements alpins)
Mouvements de masses du glissement 180, 181
Mouvements de subsidence 137, 141
Mouvements épéirogéniques (mouvements d'ensemble) 408
Mouvement laminaire des liquides 119, 158
Mouvements oscillatoires 35, 408
Mouvements orogéniques 565
Mouvements récents 425
Mouvement turbulent des liquides 119
Mur de la faille (v. lèvre inférieure)
Mylonite 391, 528

Nappes (champ de lave) 476, 515
Nappe captive non artésienne (v. eaux captives non artésiennes)
Nappe captive sous pression (v. eau artésienne)
Nappe de glissement 393
Nappe suspendue (v. table d'eau perchée)
Narzan 167
Nautiloïdes 26
Nautilus 27
Necton 268
Neige grenue (v. névé)
Néogène (période) 20
Néogène (système) 20, 21
Néopléistocène (Pléistocène supérieur) 219, 220
Néotectonique 425
Névé (neige grenue) 191
Niche d'arrachement ou de départ 181
Niche (cavité karstique) 170
Niveau de base 112
Niveau piézométrique 161
Nodule (v. concrétion, rognon)
Nomenclature de Stille 378
Noyau de la Terre 542, 553, 558
Noyau de percement (plis diapir) 375
Noyau (du pli) 360
Noyau intérieur (graine) 543
Nunatak 196
Nummulites 28

Obsidienne 516
Océan Indien 253
Océan mondial 252
Océanographie 9
Oiseaux 27
Ombre séismique 542, 543
Onde longitudinale (*P*) 450
Onde superficielle (*L*) 451
Onde transversale (*S*) 450
Ondulation d'axe 367
Oolite 322, 342, 343
Opale (géysérite) 60, 61
Ordovicien (période) 24
Ordovicien (système) 24
Organismes constructeurs 294
Orogenèse (v. mouvements orogéniques, plissements) 565
Orthocères 26
Orthose 60
Os 213, 214
Ostracodes 26
Oxydation 58
Oxygène 7

Paléogéographie 336
Paléomagnétisme 538
Paléontologie 19
Paléozoïque (ère) 20
Paléozoïque (groupe) 20
Paramètres dynamiques du foyer (séisme) 449
Partie basse (zone la plus déprimée) de la plaine inondable contiguë à une ancienne terrasse 132
Partie centrale (de la plaine inondable) 131
Pegmatite 510
Péléen (type de volcan) 474
Pélites 291
Pendage (plongement) 361
Pendage centripète (centroclinal) 367
Pendage périclinal 367

Pénéplaine 426
Pergélisol (v. sol perpétuellement gelé)
Péridotite 523
Période (chronologie géologique) 20
Période moderne du quaternaire (v. Moderne)
Perlites 516
Permafrostologie (v. géocryologie) 230
Permien (période) 26
Permien (système) 22
Pesanteur 11, 13, 15, 544, 546
Petites cuvettes (de tassement superficiel) 239
Pétrographie 8
Pétrole (hydrocarbure) 309, 310, 345
Phacolite 503, 515
Phase hydrothermale (minéralogie) 510
Phase hypergénique (minéralogie) 510
Phase magmatique (minéral.) 510
Phase métallique 559
Phase orogénique 378
Phase pneumatolytique (minéral.) 510
Phyllades (phyllites) 531
Piany liess (« forêt ivre », v. arbres penchants) 183
Pied de l'éboulement 181
Pipe (diatrème) 473
Placers alluviaux (minerais alluviaux) 139
Plage 273
Plaine deltaïque 140
Plaine inondable (plaine alluviale) 128, 129, 131
Plan axial (du pli) 360
Plan d'eau (ou surface de la nappe aquifère) 157
Plan de faille 381
Plan de stratification 357
Plancher (soubassement) de la couche 358
Plancton 267
Plate-forme 564
Plate-forme d'abrasion 273
Plate-forme continentale 258, 288
Pléistocène 219, 220
Pléistocène supérieur (v. néopléistocène)
Pli 360
Pli aigu 366
Pli anticlinal (v. anticlinal)
Pli à relais (v. plis en échelons)
Pli coffré 366
Pli couché 365, 391
Pli déversé 365
Pli droit 365
Pli ouvert 366
Pli en éventail 366
Pli de fond 568
Pli oblique 365
Pli court ou discontinu 367
Pli diapir 375
Pli d'entraînement 371
Plis en échelons (ou à relais) 367
Pli fermé 366
Plis isoclinaux 366, 371
Plis longs 366
Plis sinueux (tracés en S) 367
Plissements (orogenèse) 562, 565
Plissement dysharmonique 371
Plomb 32, 33
Podzols 73, 74
Poids atomique 33
Poljé (grande dépression fermée) 172, 178
Polygone de pierre 247
Polyèdre 162
Ponor 170
Ponce (pierre) 516
Porosité (des roches) 151
Porphyre dioritique 521
Porphyre syénitique 516, 522
Potamologie 9
Potassium 33
Potentiel d'oxydo-réduction (potentiel rédox) 59
Poupée de lœss 105
Pour mille (symbole ‰) 262
Poussée de gel 242
Poussière éolienne 97
Pouzzolanes 489
Précipitations atmosphériques 47
Pression (vecteur de) 395
Pression à l'intérieur de la Terre 546
Pression hydrodynamique 184
Pression géostatique 544
Pression hydrostatique 161, 162
Pression uniformément répartie 354
Prévision des tremblements de terre 464
Principe des contraintes de glissement ou de cisaillement 356
Primaire (v. Paléozoïque)
Procédé du calcul des volumes 423
Procédé magnétique 538
Processus mécaniques (v. désagrégation physique)
Productus 26
Produits d'altération des roches 66
Profil d'équilibre (v. profil régularisé)
Profil d'équilibre (du fleuve) 122
Profil d'équilibre (du fond marin) 282
Profil régularisé (profil d'équilibre) 122
Profondeur focale du séisme (profondeur du foyer) 445
Protérozoïque (Algonkien) 20

Psammites (dépôts sableux) 291
Pséphites (gros débris) 291
Pseudomorphose 309
Psylophytales 28
Ptéropodes 300
Pyroxénite 523

Quartzite 533
Quaternaire (période, v. Antropogène)
Quaternaire (système, v. Antropogène)

Racines (du charriage) 391
Radiolaires 302
Rapides 122
Ravins 109, 111
Ravinement (érosion) 109
Rayons cosmiques 33
Raz de marée (vague de fond, tsunami) 455
Récif 294
Récif-barrière 294
Récif corallien 293
Récif frangeant (côtier) 294
Réfraction (phénomène de) 281
Régime des eaux souterraines (eaux de fond) 158
Régime des glaciers 199
Régime du fleuve 115
Règle de Leuchs 385
Régression ou retrait de la mer 338, 416
Rejet ou déplacement (de la faille) 381
Rejet horizontal 381
Rejet incliné 381
Rejet stratigraphique 381
Rejet vertical 381
Relief moutonné 202
Remblai (barre) 287
Répartition (géographique) des séismes 451
Replat rocheux 242
Replats (ou banquettes) de solifluxion 241
Reptation (v. creeping)
Reptiles 26, 27
Réseau fluvial (v. système fluvial)
Réseau hydrographique (chevelu fluvial) 148
Réseaux de polygones à bourrelets 249
Resurgence (v. engouffrement périodique des rivières)
Rhyolite (liparite) 521
Rides éoliennes 91
Rigole 109
Rill-marks 289
Rimaye (v. crevasse latérale du bassin de névé)
Ripple-marks 289, 290
Riss (expansion glaciaire) 218
Roche-mère 72
Roches 7
Roches acides (chim.) 518, 519, 521
Roches argileuses 341
Roches basiques (chim.) 518, 520, 522
Roches congelées 229
Roches de perméabilité moyenne 150
Roches détritiques 339, 340
Roches gélives 229
Roches hétérogènes 51
Roches homogènes 51
Roches imperméables (ou réfractaires à l'eau) 150
Roches leucocrates 520
Roches longtemps gelées (mnogoletnémerzlotnyé porody) 230
Roches magmatiques 514, 515
Roches mélanocrates 520
Roches métamorphiques (crystallophyliennes) 530
Roches moutonnées 202
Roches organiques ou organogènes 342
Roches perméables 150
Roches plutoniques (de profondeur) 516
Roches sédimentaires 339
Roches siliceuses 343
Roches ultra-basiques 520, 522, 540
Rognon 343
Rognon de silex (v. concrétion siliceuse)
Ruissellement 109

Sable volcanique 489
Sables 340
Sables éoliens 104, 337
Sables oligominéraux 340
Sables polyminéraux 340
Salinité des eaux 166
Sandres 213
Sapropel 321
Sapropélites 322, 344
Saumure (solution saturée) 166, 322
Schéma de l'évolution du monde animal et végétal 25
Schiste 532
Schiste charbonneux 345
Schistosité 527
Schistosité cristallophylienne 527
Schistosité lenticulaire 527
Schistosité linéaire 527
Secondaire (v. Mésozoïque)
Schistosité planaire 527
Sédimentation dans les lagunes 304, 305
Sédiments abyssaux (sédiments des parties profondes de l'océan) 288

Sédiments chimiques 288, 296
Sédiments de la plate-forme continentale (ou néritiques) 288, 290
Sédiments du talus continental (v. dépôts bathyaux)
Sédiments littoraux 288
Sédiments néritiques (v. sédiments de la plate-forme continentale)
Sédiments organiques (organogènes 288
Seiche 318
Séisme (v. tremblement de terre)
Séisme marin 455
Séismicité régionale 467
Séismogramme 436
Séismographe 436
Séismologie 9
Séismologie régionale 467
Séismomètre 440
Sel gemme 344
Sels 115
Série transgressive 338
Séricitisation 527
Serpentine 531
Serpentinisation 527
Sial 540
Sidérite 307
Sigmoïde (v. plis tracés en S)
Silicification (enrichissement en quartz) 527
Sillons de grandes profondeurs (v. fosses profondes)
Sills (v. filons-couches)
Silurien (période) 28
Silurien (système) 26
Siphon 177
Sol perpétuellement gelé 229
Sol à gel saisonnier 229
Sols 70
Sols bruns 73, 76
Sols châtains 73, 76
Sols gris des steppes désertiques et des déserts 77
Sols gris forestiers 75
Sols jaunes 78
Sols noirs (tchernozioms) des steppes à Graminées 75
Sols podzoliques bruns sous végétation herbacée 73, 74
Sols polygonaux 247, 249
Sols rouges 73, 77
Soluflixion 240
Soude 323
Soulèvements récents 413
Source 164
Source sous-marine 178
Sources ascendantes 164
Sources descendantes 164
Sources minérales 167
Sources thermales 489
Sous-système (groupe) 20
Sphère 14
Sphéroïde 12, 13, 14
Stratification oblique 134, 135
Stratification rubanée 324
Stratosphère 41
Strato-volcan 474
Strombolien (type de volcans) 475
Structure blastique 530
Structure cristalloblastique 530
Structure holocristalline (équigrenue) 516
Structure minéralogique 516, 519
Structure porphyrique ou porphyroïde 516
Structure rubanée (v. stratification rubanée)
Structures en nappes 391
Style « germanique » (v. germanique)
Sublimation 191
Submersion (ingression) 281
Substitution (v. métasomatose)
Surcreusement glaciaire 205
Surface à alvéoles en nid d'abeilles 102
Surface d'abrasion 426
Surface d'arrachement (banquette) 181
Surface d'érosion 426
Surface de glissement 180, 181
Surface (ou niveau) de la nappe aquifère (v. plan d'eau)
Surface libre des eaux de fond 157
Surface de la Terre 15
Syénite 522
Synclinal (pli synclinal) 363
Synclinal faillé 384
Synclinorium 368
Synéclise 368
Syngénétique (liant) 308
Système (stratigraph.) 20
Système fluvial (réseau) 145
Système de fissuration 54

Table d'eau perchée (verhovodka) 156
Tabulés 26
Takyr 88, 107
Talcschiste 532
Talik (îlot dégelé dans la zone des persélisols) 234
Talus continental 258
Tchernozioms (v. sols noirs des steppes à Graminées)
Tectonite 528
Tectonique 9
Tectonogramme 565
Température de la Terre 35, 547, 549
« Temple de Sérapis » 408
Temps 48

Terrains exotiques (lambeaux) 391
Terrasse fluviale 136, 426
Terrasse fossilisée 138
Terrasse littorale 410, 426
Terrasses à fond rocheux 136
Terrasses d'accumulation 136
Terrasses d'érosion 136, 137
Tertiaire (période) 20
Tertiaire (système) 20
Tetracoralliaires 26, 27
Tertres (bougry-mogilniki) 244
Texture (des roches) 516
Texture amygdaloïde (v. amygdaloïde)
Texture compacte 516
Texture en boules (orbiculaire) 516
Texture fluidale 516
Texture poreuse 516
Texture rubanée 516
Texture scorieuse 516
Théorie asténolite (v. asténolite)
Théorie de la condensation (des eaux souterraines) 154, 155
Théorie de l'oscillation (de F. Haarmann) 572
Thermokarst 238
Thorium 32
Tillites 225
Tjäle (v. sol perpétuellement gelé)
Toit 358
Toit de la faille (v. lèvre supérieure)
Tombolo 287
Torrent (cours d'eau irréguliers) 112
Torsion 357
Tourbe 326, 344
Tourbières basses 329
Tourbières hautes 329
Tourbières intermédiaires 330
Trachyte 522
Transformations chimiques au sein du Globe 35
Transgression 338, 416
Transition de phase 559
Translation (glissement) 352
Trass 489
Tremblement de terre (séisme) 432
Trias (période) 22
Trias (système) 20, 26, 27
Trièdre 102
Trilobites 24, 28
Troposphère 41
Tsunami (v. raz de marée)
Tuf volcanique 489
Type bandaïsanais (v. Bandaïsanais)
Type génétique de dépôts continentaux 337
Type hawaiien (v. Hawaiien)
Type péléen (v. péléen)
Type strombolien (v. strombolien)
Type vulcanien (v. vulcanien)
Ultra-vulcanien (v. Bandaïsanais)
Unité organique des phénomènes externes et internes 37
Uranium (él.) 32, 33
Uvalas (v. grande dépression fermée)

Valdaïen (expansion glaciaire) 220
Vallée en auge 128
Vallée en gorge (cañon) 126
Vallée en V 126
Vallée glaciaire (auge) 204
Vallée suspendue 205
Vallées des rivières 126
Vallums de moraines frontales 208
Végétation autotrophe 65, 329
Végétation mésotrophe 330
Verhovodka (v. table d'eau perchée)
Vernis du désert 62
Verrou 205
Vers 42
Vitesse de propagation des ondes élastiques (*P* et *S*) 539, 542
Virgation 367
Vitesse angulaire 11, 12, 16
Vivianite 331
Volcan 471
Volcan adventif (ou parasite) 471
Volcan de boue 491
Volcan stratifié 474
Volcans linéaires 471
Volcanisme 470
Volume de la Terre 13
Vulcanologie 9
Vulcanien (étno-vésuvien) 474

Würm (expansion glaciaire) 218

Xénolite 508
Xionosphère 190

Yardang 101

Zone abyssale 288
Zone d'aération ou de descente continue (v. aération)
Zone bathyale 288
Zone d'altération 69
Zone des basaltes 539
Zone de propagation des ondes séismiques 443
Zone de granites 539
Zone gelée de la lithosphère (cryolithozone) 230
Zone littorale 289
Zone néritique (plate-forme continentale) 288
Zone plissée 564

Table des matières

PREMIÈRE PARTIE

PROBLÈMES GÉNÉRAUX

Définitions et divisions de la géologie 7

Chapitre premier. **Forme et dimension de la Terre** 11

Chapitre 2. **L'âge de la Terre** 18

§ 1. Chronologie géologique relative 18
§ 2. Chronologie géologique absolue 29
§ 3. Détermination de l'âge des roches par l'étude de la radioactivité 32
§ 4. Les phénomènes géologiques 34

DEUXIÈME PARTIE

GÉODYNAMIQUE EXTERNE

Chapitre 3. **Notions essentielles sur l'atmosphère** 41

Chapitre 4. **Processus d'altération** 49

§ 1. Notions générales sur l'altération des roches 49
§ 2. Processus de désagrégation physique 49
§ 3. Action chimique 57
§ 4. Rôle des organismes dans l'altération chimique 63
§ 5. Phases et zonalité du processus d'altération 66
§ 6. Manteau de débris superficiel 69
§ 7. Les sols et leur formation 70
§ 8. Sols zonaux de l'U.R.S.S. 72

Chapitre 5. **Action géologique du vent** 79

§ 1. Notions fondamentales 79
§ 2. Déflation 80
§ 3. Transport 84
§ 4. Accumulation éolienne dans les déserts 85
§ 5. Corrasion 99

§ 6. Accumulation éolienne du littoral marin, des bords des lacs et des rivières 102
§ 7. Caractéristiques des accumulations éoliennes 104
Chapitre 6. **Action géologique des eaux courantes** 108
§ 1. Ruissellement et travail des cours d'eau irréguliers 108
§ 2. Notions générales sur les cours d'eau 115
§ 3. Travail des cours d'eau 121
§ 4. Vallées et rivières, forme et évolution 126
§ 5. Systèmes fluviaux et leur évolution 145

Chapitre 7. **Action géologique des eaux souterraines** 150
§ 1. Perméabilité des roches 150
§ 2. Etats de l'eau contenue dans les roches 152
§ 3. Origine des eaux souterraines 153
§ 4. Classification des eaux souterraines 156
§ 5. Bassins artésiens 162
§ 6. Sources 164
§ 7. Composition chimique des eaux souterraines 165
§ 8. Eaux minérales 167
§ 9. Le karst 168
§ 10. Glissements 179

Chapitre 8. **Action géologique des glaciers** 188
§ 1. Notion de ligne des neiges 188
§ 2. Formation des glaciers 190
§ 3. Distribution géographique des glaciers actuels et leurs types 192
§ 4. Régime des glaciers 199
§ 5. Erosion glaciaire 202
§ 6. Transport et accumulation 206
§ 7. Eaux de fonte, torrents glaciaires et leurs dépôts 212
§ 8. Glaciations quaternaires 216
§ 9. Limites de l'extension des glaciations quaternaires 221
§ 10. Causes des glaciations 225

Chapitre 9. **Phénomènes géologiques du domaine cryergique** 229
§ 1. Notions fondamentales sur les régions à sol gelé 229
§ 2. Distribution géographique et épaisseur de la couche des pergélisols 230
§ 3. Glaces enfouies 231
§ 4. Eaux souterraines des régions à sols constamment gelés . . . 234
§ 5. Phénomènes physiographiques des régions à sols constamment gelés 238

Chapitre 10. **Action géologique de la mer** 251
§ 1. Importance géologique des bassins marins 251
§ 2. Notions générales sur les mers du globe 252

§ 3. Traits généraux de relief sous-marin 258
§ 4. Température des eaux marines 259
§ 5. Pression et densité des eaux marines 262
§ 6. Composition chimique des eaux marines 262
§ 7. Gaz dans les eaux marines 264
§ 8. Vie organique des mers 267
§ 9. Mouvements des mers 268
§ 10. Travail destructeur de la mer 272
§ 11. Transport des débris et formations accumulatives du littoral 281
§ 12. Sédiments des différentes zones de la mer 287
§ 13. Processus de sédimentation dans les lagunes 304
§ 14. Diagenèse des dépôts marins 306

Chapitre 11. **Action géologique des lacs** 312

§ 1. Notions générales 312
§ 2. Origine des cuvettes lacustres 313
§ 3. Origine de l'eau lacustre 315
§ 4. Salinité des eaux lacustres 316
§ 5. Action géologique des lacs 318

Chapitre 12. **Les marais et leur rôle géologique** 326

§ 1. Notions générales 326
§ 2. Types de tourbières 329
§ 3. Rôle pratique des marais 331

Chapitre 13. **Notion de faciès et roches sédimentaires** 335

§ 1. Notion de faciès 335
§ 2. Roches sédimentaires 339

TROISIÈME PARTIE

PROCESSUS DE DYNAMIQUE INTERNE

Chapitre 14. **Déformations tectoniques** 349

I. Déformation des corps solides 349

§ 1. Diagramme « effort-déformation » 350
§ 2. Déformations élastiques 351
§ 3. Déformations plastiques 351
§ 4. Déformations discontinues 355
§ 5. Principales déformations des corps solides 356

II. Dislocations par plissements 357

§ 1. Définition des éléments de la couche et du pli 360
§ 2. Formes des plis 363
§ 3. Mécanisme de la genèse des plis 368
§ 4. Tectonique salifère et plis diapirs 374
§ 5. Discordances angulaires 376

III. Dislocations par cassures 380
§ 1. Eléments géométriques des cassures tectoniques 381
§ 2. Principaux types de cassures 382
§ 3. Signes de cassures tectoniques sur le terrain 395
§ 4. Fissuration des roches 399
§ 5. Accidents tectoniques et minéraux utiles 404

Chapitre 15. **Mouvements oscillatoires (épéirogéniques) et leurs conséquences** 408
§ 1. Mouvements oscillatoires actuels 408
§ 2. Mouvements du sol des périodes géologiques révolues 415
§ 3. Quelques caractéristiques essentielles des mouvements oscillatoires du sol 418
§ 4. Notions de néotectonique 425
§ 5. Méthodes d'étude des mouvements récents 429

Chapitre 16. **Tremblements de terre** 432
§ 1. Le séisme d'Achkhabad du 6 octobre 1948 432
§ 2. Fréquence des séismes 436
§ 3. Energie et magnitude des tremblements de terre 441
§ 4. Zone de propagation des ondes séismiques 443
§ 5. Profondeur du foyer (hypocentre) et mécanisme de déclenchement d'un choc souterrain 445
§ 6. Répartition des séismes 451
§ 7. Séismes marins et raz de marée (vague de fond, tsunami) 455
§ 8. Conditions géologiques de la production des séismes 457
§ 9. Prévision des tremblements de terre 464
§ 10. Répartition géographique des séismes et construction aséismique 466

Chapitre 17. **Magmatisme** 470
§ 1. Magmatisme effusif ou volcanisme 470
§ 2. Principaux types éruptifs 473
§ 3. Eruptions de certains volcans d'Europe et d'Asie 477
§ 4. Propriétés physiques et chimiques des produits de l'activité volcanique 485
§ 5. Phénomènes postvolcaniques 489
§ 6. Volcans d'U.R.S.S. 491
§ 7. Répartition géographique des volcans 498
§ 8. Magmatisme intrusif (ou de profondeur) 500
§ 9. Différenciation des magmas 506
§ 10. Causes du magmatisme 512
§ 11. Roches magmatiques 515

Chapitre 18. **Métamorphisme** 524
§ 1. Différentes sortes de métamorphisme 525
§ 2. Roches métamorphiques 530

Chapitre 19. Structure et composition du globe terrestre 534

§ 1. Procédés d'étude 534
§ 2. Les enveloppes du globe 538
§ 3. Densité et pression au sein de la Terre 544
§ 4. Température à l'intérieur du globe 547
§ 5. Constitution interne du globe 551
§ 6. Composition chimique de la Terre 554
§ 7. Problème de la nature du noyau 558

Chapitre 20. Quelques principes de l'évolution de la croûte terrestre . . . 562

§ 1. Structure de la croûte terrestre 562
§ 2. Plates-formes, zones plissées et géosynclinaux 564
§ 3. Sources d'énergie des mouvements tectoniques 569

Index des noms 574

Index des matières 578